MICHEL CHARDON

LES PREALPES LOMBARDES ET LEURS BORDURES

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE

– LE 4 NOVEMBRE 1972 –

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1975

COMPOSITION DU JURY

M. P. BIROT, *Président, Professeur à l'Université de Paris*
M. P. GABERT, *Rapporteur, Professeur à l'Université d'Aix*
M. le Doyen P. VEYRET, *Professeur à l'Université de Grenoble*
M. J. AUBOUIN, *Professeur à l'Université de Paris*
M. J. NICOD, *Professeur à l'Université d'Aix.*

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545820_0001

MICHEL CHARDON

LES PREALPES LOMBARDES ET LEURS BORDURES

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE
– LE 4 NOVEMBRE 1972 –

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1975

La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2-252-01690-6

© Michel CHARDON1975.

A mes parents, hommage de ma profonde reconnaissance.

TABLE DES MATIERES

du VOLUME I

I° PARTIE

	Pages
PREFACE.	13
INTRODUCTION.	15
I - La place des Préalpes lombardes dans le relief et la structure des Alpes.	17
1°) les traits généraux du relief.	17
2°) individualité des Préalpes lombardes.	18
II - Les fondements d'une étude morphologique.	20
1°) Etat des recherches géologiques et morphologiques.	20
2°) Nécessité d'une synthèse morphologique.	21
Ière PARTIE	
LES DONNEES DE LA PALEOGEOGRAPHIE ET LES PROBLEMES GENERAUX DES PREALPES LOMBARDES.	24
Chapitre 1 : Paléogéographie pré-triasique des Préalpes Lombardes.	25
I - Le socle ancien et l'ébauche des grandes lignes tectoniques dès le Permien.	25
II - Importance et signification du verrucano lombardo.	33
Conclusion.	37

Chapitre 2 : Les données de la sédimentation secondaire et les premiers mouvements alpins (Crétacé supérieur). 39

I - Complexité stratigraphique et lithologique des dépôts triasiques. Leur rôle morphologique. 39

II - Rôle et importance de la série sédimentaire du Trias dans la tectonique et le modelé des Préalpes Lombardes. 44

III - Le "sillon lombard" et les mouvements orogéniques d'âge crétacé. 48

Conclusion. 50

Chapitre 3 : Les phases orogéniques tertiaires et la mise en place des grands traits du relief. 51

I - Continuité partielle de la sédimentation post-crétacée et relative stabilité pendant tout l'Eocène. 62

a) A l'ouest, fin du comblement détritique et émersion dès l'Eocène moyen. 62

b) A l'est, individualisation de l'axe nord-sud du lac de Garde. 64

II - Les mouvements orogéniques oligocènes intéressent les Alpes penniques et se répercutent du Nord au Sud et d'Ouest en Est dans les Préalpes lombardes pendant l'Oligocène et le Miocène. 65

1°) La gonfolite de Come et l'orogénèse Oligo-Miocène. 66

2°) Les dépôts Oligo-miocènes des rives du lac de Garde prouvent une surrection tardive des Préalpes orientales. 70

3°) Les sondages de la plaine du Pô confirment l'existence d'une importante phase orogénique pré-pliocène. 73

III - Le Pliocène lombard : creusement des grandes vallées et persistance des déformations tectoniques. 80

1°) le relief pré-pliocène et le creusement des vallées. 80

2°) subsidence et déformations tectoniques dans la plaine padane. 82

Conclusion. 85

Chapitre 4 : Les problèmes généraux de la tectonique des Préalpes lombardes et leurs implications morphologiques. 86

I - Les conceptions d'ensemble de la structure des Préalpes lombardes. 86

II - Les conditions générales d'une tectonique de glissements par gravité et ses implications morphologiques. 92

1) Absence de continuité et d'unité de structure entre les différentes masses charriées. 92

2) Les conditions d'une tectonique de glissements en masses par gravité et ses implications. 94

III - Types de structures dues à la tectonique d'écoulement en masses sous l'effet de la gravité. 98

1) Les grandes masses homogènes. 98

2) Les masses charriées par glissement secondaire. 100

3) Les masses de faibles dimensions charriées par glissements différenciés sous l'effet de la gravité. 101

IV - Les charriages de la zone Valzurio - Val Nembo : discontinuité spatiale et chronologique des mouvements tectoniques. 102

1) Analyse des données lithologiques et structurales. 102

2) Discontinuité des masses charriées et continuité des mouvements tectoniques du Miocène supérieur au Villafranchien. 103

Conclusion. 107

Chapitre 5 : Changements climatiques et mouvements tectoniques : la crise villafranchienne. 108

1) Place stratigraphique du Villafranchien dans les Préalpes lombardes. 109

II - Le Villafranchien est marqué par un sensible refroidissement du climat. 110

1°) Le bassin de Leffe. 110

2°) Sur le piedmont, les conglomérats confirment cette interprétation. 114

III - Les mouvements tectoniques post-pliocènes sont contemporains des changements climatiques. 118

1°) Absence de phase de creusement interglaciaire dans le Villafranchien. 118

2°) Les preuves des mouvements tectoniques villafranchiens. 119

3°) Rapports entre mouvements tectoniques et glaciations anciennes. 120

IV - Les grandes brèches entièrement consolidées de la montagne lombarde sont villafranchiennes. 120

1°) Les principaux gisements de brèches. 121

2°) Caractères communs des brèches et leur signification morphologique. 123

3°) Place chronologique des brèches et essai de corrélation avec le Quaternaire padan. 125

V - L'étude du Quaternaire ancien de la plaine padane confirme les conclusions précédentes. 127

1°) Le sondage AGIP de Castenedolo prouve un refroidissement du climat après le Pliocène. 127

2°) Le rejeu des axes tectoniques tertiaires. 129

3°) Paléogéographie du piedmont lombard au Villafranchien. 129

Chapitre 6 : Quaternaire moyen et récent : les critères distinctifs des trois grandes glaciations alpines (Mindel, Riss, Würm). 132

I - Les méthodes d'étude des dépôts non altérés du Quaternaire. 134

1°) L'étude des sables et des graviers. 134

2°) Les techniques plus spécialisées : minéraux lourds et pollens. 136

3°) Indigence des données de la préhistoire. 138

4°) L'utilisation des sondages se révèle difficile. 140

II - Les critères topographiques d'une distinction des trois dernières glaciations. 141

1°) L'altitude relative des dépôts morainiques et des terrasses dans les vallées préalpines et sur le piedmont. 141

2°) Les arcs morainiques du piedmont : difficulté d'une corrélation. 144

3°) Le réseau hydrographique. 146

III - Les critères pétrographiques, stratigraphiques et pédologiques. 148

1°) Altération et composition pétrographique des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires. 148

2°) Superposition de dépôts morainiques et couverture de loess. 151

3°) Les critères pédologiques sont le fondement de la distinction des trois glaciations. 154

4°) Les analyses chimiques et l'analyse des argiles donnent des résultats importants et complètent les observations antérieures. 158

Conclusion. 166

Chapitre 7 : Les conditions actuelles de l'évolution morphologique Climat et végétation. 168

I - Les données climatiques. 169

1°) Les températures. 170

2°) Le nombre de jours de gelée. 172

3°) Les précipitations. 173

II - La couverture végétale. 181

1°) La reconquête de la végétation après le retrait des glaciers et la dégradation du manteau forestier. 181

2°) Les formations végétales : l'étagement des formations végétales, les domaines phytogéographiques. 189

Conclusion. 199

Chapitre 8 : Le recul des glaciers et le système morpho-climatique actuel. 201

I - Le recul des glaciers et les formes héritées des périodes froides du Quaternaire. 201

1°) La part restreinte des glaciers actuels. 202

2°) Le problème des lacs préalpins. 208

3°) Les principaux aspects morphologiques des régions non englacées et les formes héritées de l'érosion sous climat froid. 221

II - L'érosion actuelle. 232

1°) La reprise d'érosion actuelle et le problème des niveaux de base. 232

2°) La stabilité précaire des versants. 235

3°) Périodes d'activité maxima de l'érosion. 240

Conclusion. 241

Conclusion générale de la I° Partie. 242

TABLE DES MATIERES

II° PARTIE

	Pages
Chapitre 1 : Les Alpes orobiques.	245
I - Les confins septentrionaux : la Valteline et ses prolongements.	247
1°) Les problèmes généraux de la structure.	247
2°) Les aspects régionaux : la part de la tectonique et de l'érosion.	248
II - Les problèmes généraux du relief des Alpes orobiques.	254
A-La structure d'ensemble.	254
1°) Un socle dénivellé en plusieurs blocs par des failles inverses.	255
2°) Les grands chevauchements de la zone Tre Signori - Ponteranica et les "pseudo-fenêtres" du Valtorta et du Passo Sabrurano.	260
3°) Le cas de la haute vallée du Serco.	266
B-Les problèmes morphologiques d'ensemble.	270
1°) Les hautes surfaces de l'extrémité occidentale (Bregagno Cortafo, Muggio).	271
2°) L'existence problématique des niveaux d'érosion emboîtés dans la surface sommitale.	272
3°) Le cas du Val Marcia .	274
4°) La partie septentrionale du Lario.	275
Conclusion.	277
III - Le modelé quaternaire.	277
A-Le modelé glaciaire du socle métamorphique.	278
1°) Le modelé de la haute montagne "sommets et cirques.	278
2°) Les vallées glaciaires.	283

B-Les paysages glaciaires de la montagne en milieu hétérogène : le versant méridional . 285

1°) Les cirques glaciaires . 285

2°) Les vallées glaciaires . 287

3°) Le relief mal dégauchi des grandes masses de grès permiens . 288

4°) L'importance de l'évolution post-glaciaire . 289

Conclusion . 292

Chapitre 2 : Les contreforts méridionaux des Alpes orobiques et leurs contacts avec les Préalpes sédimentaires 294

I - Les contacts par sillons longitudinaux . 295

1°) La Valsàssina . 295

2°) Le Val Nembo - Val di Scalve . 297

II - Les contacts complexes le long des grandes fractures sans sillon longitudinal . 300

1°) Les contacts par failles à l'ouest du lac de Come . 300

2°) Les contreforts orobiques et les ébauches de sillons le long de la faille de Valcanale, entre le Passo della Manina et le dôme de Trabuchello . 303

3°) Les bordures méridionales de la chaîne orobique entre la Valsàssina et le bombement de Trabuchello . 308

4°) La haute vallée du Brembo de Foppolo et de ses affluents . 312

Conclusion . 312

Chapitre 3 : Les Préalpes de Come et de Lecco . 316

I - Les Préalpes de Come . 317

1°) Les bords du lac de Lugano et le problème de la faille de Lugano . 317

2°) Les Préalpes de Come entre Lugano et le bras de Come . 320

3°) Les montagnes du "Triangolo Lariano" . 336

II - Les Préalpes de Lecco . 346

1°) Le massif Grigne - Coltignone . 346

2°) Les masses charriées de dolomie norienne à l'est du couloir de Balisio . 355

Conclusion . 358

Chapitre 4 : La montagne bergamasque. 361

I - Les Préalpes bergamasques à l'ouest du Serio. 363

1°) Le Val Taleggio et ses bordures : le problème des klippes et du réseau hydrographique actuel 363

2°) Les charriages et leurs problèmes corrélatifs entre Brembo et Serio. 368

II - Les Préalpes bergamasques orientales. 380

1°) Les massifs charriés de la bordure septentrionale . 380

2°) La moyenne montagne autochtone . 393

III - La bordure des Préalpes bergamasques et leur avant-pays de l'Adda aux rives du lac d'Iseo. 402

1°) La bordure préalpine à l'ouest de Bergame. 403

2°) La bordure préalpine à l'est de Bergame. 411

Conclusion. 418

Chapitre 5 : Le massif de l'Adamello et ses bordures. 421

I - La partie centrale du massif. 422

1°) Les grands traits du relief et le dessin en étoile des vallées de l'Adamello . 423

2°) Le relief glaciaire. 425

II - Les bordures du massif de l'Adamello . 435

1°) La bordure septentrionale et la ligne du Tonale . 435

2°) La bordure occidentale et la vallée de l'Oglio 437

3°) Les confins méridionaux de l'Adamello . 440

4°) La bordure orientale : la faille judicarienne . 444

Conclusion. 447

Chapitre 6 : Les Préalpes de Brescia et de Garde . 449

I - Les Préalpes de Brescia . 450

1°) Le massif ancien du haut Val Trompia et ses bordures . 450

2°) Les Préalpes sédimentaires du Bresciano . 456

II - Les Préalpes de Garde. 468

1°) Les Préalpes entre les lacs de Garde et d'Idro. 468

2°) Les Préalpes de Garde au nord du lac de Ledro. 477

3°) Relief et structure au nord de Riva. 481

4°) Le réseau hydrographique et les problèmes généraux de l'évolution des Préalpes de Garde. 482

Conclusion . 484

Chapitre 7 : Vallées et piedmont des Préalpes de Come. 486

I - Les vallées des Préalpes lombardes. 487

1°) Le creusement du lac de Come est antérieur au Würm. 487

2°) Les dépôts glaciaires de la Valsàssina. 492

3°) Les conglomérats de Laorca et l'avancée du glacier Günz vers Lecco. 499

II - Le piedmont lombard en avant du lac de Come. 502

1°) Le piedmont de la Brianza occidentale. 503

2°) Le piedmont de la Brianza orientale et de l'Albenza. 510

Conclusion, 526

Chapitre 8 - Vallées et piedmont des Préalpes bergamasques 529

I - La vallée du Brembo. 529

1°) L'extension réduite des glaciers quaternaires. 530

2°) Les terrasses quaternaires du Brembo et son débouché sur la plaine padane. 531

II - La vallée du Serio et ses bordures. 534

1°) Le bassin de Clusone et la vallée du Serio entre Nossa et Villa d'Ogna. 535

2°) La vallée du Serio. 548

III - Le réseau hydrographique de l'Oglio et son débouché sur la plaine lombarde. 552

A-Les trois vallées bergamasques en rapport avec le Val Camonica. 552

1°) Le Val di Scalve. 553

2°) Le Val Borlezza : le problème du bassin interglaciaire Riss - Würm de Pianico Sellere. 556

3°) Le Val Cavallina. 558

B-Le lac d'Iseo et son avant pays. 561

1°) Les formations glaciaires sur les bords du lac d'Iseo. 562

2°) Amphithéâtre morainique et terrasses fluvioglaciaires en avant du lac d'Iseo. 564

Conclusion. 572

Chapitre 9 : Les vallées des Préalpes orientales et l'amphithéâtre morainique de Garde. 572

I - Le façonnement quaternaire des vallées préalpines du Chiese, du Sarca et des rives du lac de Garde. 574

1°) La vallée du Chiese. 574

2°) La vallée du Sarca. 578

3°) Les "marocche" dans la basse vallée du Sarca. 580

4°) Les bordures préalpines du lac de Garde ; le lac de Ledro. 582

II - L'amphithéâtre morainique gardesan et la plaine padane. 584

A-Moraines et terrasses en avant du lac de Garde. 586

1°) Les grands arcs morainiques continus sont würmiens. 586

2°) Les dépôts du Riss et du Mindel ne constituent que les arcs les plus externes. 591

B-Le Quaternaire ancien : preuves et limites des glaciations pré-mindeliennes. 597

1°) Le Val dei Mulini et ses prolongements. 598

2°) La rive occidentale du lac : datation et signification des dépôts cimentés de la baie de Salò et du cours du Chiese. 600

Conclusion. 605

Conclusion générale. 607

Bibliographie

I - Ouvrages généraux 628

II - Ouvrages relatifs aux Préalpes Lombardes 638

III - Climat et végétation des Alpes italiennes 654

P R E F A C E

Nos origines familiales aussi bien que nos études nous avaient familiarisé avec le milieu alpin et l'Italie toute proche. Resté profondément attaché à la montagne et aux Alpes où nous avons passé tant d'années, nous avons accepté ce sujet de thèse que nous proposait Monsieur le Professeur P. Gabert. La connaissance de l'Italie et de la langue furent l'autre élément décisif de ce choix. L'intérêt et la diversité de ces recherches, la beauté et la richesse des paysages, l'amabilité des habitants ne nous ont pas déçu et nous ont aidé à vaincre l'isolement.

Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans l'aide et le soutien de nombreux amis français et italiens, sans des relations amicales avec les habitants. Aux uns et aux autres, nous sommes grandement redevables.

Notre reconnaissance va d'abord à Monsieur le Professeur P. Gabert, de l'Université d'Aix-Marseille II qui par sa compétence, son dévouement et son dynamisme nous a inlassablement soutenu et aidé pendant ces années. Elle va également à Monsieur le Doyer P. Veyret et aux professeurs de l'Institut de Géographie Alpine qui nous ont apporté, lorsque étudiant à Grenoble, non seulement des connaissances générales, mais celles des problèmes particuliers de la montagne alpine et le goût de la recherche. Monsieur le Professeur J. Nicod a suivi nos travaux et nous a toujours encouragé et utilement conseillé. Monsieur le Professeur H. Isnard, comme Directeur du Laboratoire de Géographie d'Aix nous a fourni une importante aide matérielle. Monsieur le Professeur A. Pons, Messieurs J.L. de Beaulieu et M. Barbero (Université de Provence, Saint Jérôme) ont bien voulu s'intéresser

à nos recherches et nous apporter leur concours, notamment pour les analyses polliniques et la végétation. Le Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen, sous la direction de Monsieur le Doyen A. Journaux, a effectué de nombreuses analyses chimiques des sols et la détermination des argiles. Madame Ricq, de l'Institut de Géographie Alpine, a accepté de faire la détermination des minéraux lourds.

Il nous est particulièrement agréable de remercier de leur aide et de leur accueil courtois Monsieur le Doyen G. Nangeroni, de l'Université du Sacré Coeur de Milan, Monsieur R. Zambelli, chargé du département des sciences de la terre au musée de Bergame auprés duquel nous avons beaucoup appris au cours de nombreuses excursions, les Dott. P. Casati et G. Orombelli de l'Université de Milan, M. Capponi de Brescia, G. Cassinis de l'Université de Pavie, Monsieur R. Russo, au service du Génie civil de la province de Bergame, Monsieur Bernardi, ingénieur aux services techniques de la province de Brescia.. ainsi que les services municipaux et provinciaux.

Notre reconnaissance s'adresse aussi au personnel des Instituts de Géographie et de Géologie Alpine de Grenoble, de la Société Géologique de France qui ont grandement facilité cette tâche, mais particulièrement à celui de l'Institut de Géographie d'Aix-en-Provence pour l'aide qu'il nous a apportée, notamment à Messieurs Voisin et Antonmarchi, dessinateurs, pour la réalisation des figures, à Monsieur Delgiovine et à Mademoiselle Yantsch du Laboratoire de Géographie physique pour les analyses de sédiments, de sols, de pollens et de minéraux lourds.

Nous tenons également à remercier le Centre National de la Recherche Scientifique et le Centre Nazionale delle Ricerche, qui par leurs subventions nous ont permis d'effectuer les séjours nécessaires et de réaliser ce travail.

Ainsi qu'à tous ceux qui nous ont aidé, tant en Italie qu'en France, nous tenons à exprimer notre profonde gratitude.

INTRODUCTION

Le sujet de cette thèse était d'abord limité à une étudde physique des Préalpes bergamasques, du relief, du climat et de la végétation. Il est apparu que cette conception s'harmonisait mal avec une connaissance approfondie de chacun de ces éléments. Les limites étaient trop étroites dans un cadre plus spécialisé, partageant arbitrairement des zones de montagne et de plaine. Dans le cadre d'une étude morphologique ce domaine est apparu trop restreint, tant vers l'ouest que vers l'est. Une indéniable unité lie les Préalpes de la bordure méridionale des Alpes italiennes, du lac de Lugano à celui de Garde. Elle les individualise par rapport aux régions voisines. A l'ouest, la bordure sédimentaire se réduit et disparaît au delà du lac de Lugano. A l'est du lac de Garde, les terrains sédimentaires s'étendent plus largement vers le nord; le relief et la structure diffèrent profondément de la partie occidentale.

Par Préalpes lombardes, il faut comprendre l'ensemble situé à l'est du lac de Lugano et à l'ouest de celui de Garde, au sud de la Valtelline et de son prolongement par les cols de l'Aprica et du Tonale. Vers le sud, le piedmont lombard de Come à Garde y est inclus. C'est un ensemble relativement homogène par son relief, par sa structure où les éléments bien qu'étroitement imbriqués se retrouvent avec continuité d'une extrêmité à l'autre. Le climat humide, et chaud sur ce grand versant alpin en adret, est un élément d'unité.

Le qualificatif de "lombardes" peut sembler inadéquat car ces limites débordent la province de Lombardie au sens administratif. Mais les frontières politiques sont artificielles. Depuis longtemps le terme est employé pour désigner la zone dont le centre d'influence

se trouve Milan par opposition à la région des Alpes de Venetie à l'est, ou du Piémont à l'ouest.

La région ainsi délimitée se développe sur plus de cent cinquante kilomètres de Porto Ceresio à Verone, et sur cinquante à cent kilomètres de large sans inclure tout le piedmont. Elle offre un ensemble cohérent aux problèmes morphologiques divers.

Peu d'éléments rappellent les paysages de la Chartreuse ou du Vercors, nullement les Préalpes de Digne et de Castellane. Les grands alignements de crêts calcaires et de combes marneuses des Préalpes du Nord ne se retrouvent nulle part.

La similitude se borne avec bien des nuances, à l'épais manteau végétal et à la forte humidité qui évoquent les Bornes ou le Chablais. Des lacs vastes et profonds, renforcent cette comparaison avec les massifs préalpins les plus septentrionaux et les Préalpes suisses : Impression de massivité, de puissance d'une montagne verdoyante dominant les eaux des lacs, l'étendue de la plaine lombarde ou les vallées intérieures.

Le terme de Préalpes est ici aussi un concept d'origine scientifique. Il n'existe pas dans les dialectes locaux encore très pratiqués. Ceux-ci donnent un sens précis, celui du pâturage de montagne, au mot "alpe" même dans des zones peu élevées. Ce sont des termes régionaux qui sont le plus souvent employés = Bergamasco, bresciano, Comasco,... pour désigner un ensemble associant la plaine et la montagne. Le guide du Touring Club Italien / Club Alpin Italien intitulé "Prealpi Lombarde", leur accorde un sens géologique : c'est la montagne sédimentaire, essentiellement calcaire qui flanque les Alpes. Il doit reconnaître qu'on y trouve bien d'autres éléments, quoiqu'il en ait exclu les Alpes orobiques.

L'imbrication des différents éléments est telle qu'elle rend inacceptable une telle conception. Une signification géographique plus large, comme la zone en avant des grandes Alpes, est préférable. Il est certain qu'un massif aussi élevé que l'Adamello s'y trouvera un peu gêné, mais en fait il appartient par sa situation à ce domaine préalpin.

I - La place des Préalpes lombardes dans le relief et la structure des Alpes -

I°) Les traits généraux du relief -

Les Préalpes lombardes ainsi délimitées se distinguent dans l'ensemble alpin par leur volume montagneux, et en cela se rapprochent des Préalpes des Alpes occidentales. Volume montagneux moins élevé et moins considérable que celui de la partie axiale : hormis les cimes élevées de l'Adamello, de la Presanella, les sommets ne dépassent guère les 3.000 mètres. Trois d'entre eux franchissent cette altitude dans la chaîne orobique (Pizzo di Coca 3.052 m. Pizzo di Scais 3.039 m. et Pizzo di Redorta 3.037 m.). Le domaine de la haute montagne alpine se trouve restreint aux bastions de l'Adamello et à la ligne de crêtes des Alpes orobiques. Un témoignage en est fourni par l'extension très réduite des glaciers : depuis le milieu du XIX° siècle, leur recul général n'en a laissé subsister que quelques uns dans le secteur central des Alpes orobiques, autour du Gleno et du Pizzo del Diavolo. Dans l'Adamello seulement, ils occupent encore une superficie notable (4753 hectares en 1958). La haute montagne est ici, hormis l'Adamello, une "haute montagne pyrénéenne", à la fois par l'altitude et la déglaciation, (F. Taillefer 1964, G. Galibert 1965). Dans l'ensemble, le paysage de moyenne montagne alpine domine largement : longs versant couverts par la forêt, couronnés par la prairie alpine et des cimes rocheuses. Vers la plaine du Pô, les pentes s'adoucissent, les formes deviennent plus lourdes. D'une façon générale, le contact entre la montagne et la plaine est franc. Les plis disparaissent sous les accumulations détritiques du piedmont. Une forte flexure jalonne la bordure alpine de Come à Brescia. Au-dessus de la plaine, une échine d'une altitude voisine de 1000 mètres se suit avec continuité, tandis qu'en arrière le relief s'abaisse légèrement et que les vallées s'encaissent. Il se relève avec vigueur vers les contreforts calcaires qui tournent leurs parois les plus raides vers le relief dentelé, incisé de cirques glaciaires de l'Adamello et de la chaîne orobique. La ligne de crête orobique est, hormis pour le haut Oglio, la ligne de partage des eaux, entre Valteline et piedmont lombard. Avec des nuances et dans des proportions diverses, cette allure générale du relief se retrouve d'une extrémité à l'autre du secteur considéré.

La disposition des vallées et du réseau hydrographique rappelle le versant septentrional des Pyrénées. De grandes vallées méridiennes, souvent étroites et encaissées vont buter contre le socle orobique et se terminer par de véritables culs-de-sac. Leur tracé sinueux voit se brancher sur elles de courts sillons Est-Ouest. Les dépressions longitudinales sont rares et restreintes. Leur jonction avec les axes nord-sud se fait souvent par des gorges difficiles à franchir. La glaciation quaternaire par des surcreusements localisés a accentué ces contrastes. Il en résulte un cloisonnement du relief qui rend les communications difficiles d'une vallée à l'autre. Ce contact entre la couverture sédimentaire et le socle orobique ne permet qu'exceptionnellement le dégagement d'un sillon longitudinal.

Trois vallées, de part et d'autre des Alpes orobiques et de l'Adamello, mettent en relation la plaine padane et les grandes Alpes. A l'ouest, le lac de Come et la vallée de l'Adda poussent des ramifications vers le centre de la chaîne alpine ; à l'est, la vallée de l'Oglio (Val Camonica) et le bassin du lac de Garde. L'apport des glaciers descendus des grands massifs alpins et leur confluence vers ces axes expliquent le surcreusement de leur débouché et l'existence des lacs. A côté de ces axes méridiens, les basses vallées du Sarca et du Chiese, avec des tronçons ouest-est, constituent cependant deux exceptions.

En dehors des trois lacs cités, les vallées préalpines ne connurent que des glaciers de dimensions relativement réduites. Entre les grandes accumulations morainiques qui ferment les lacs, les terrasses du Quaternaire récent forment l'essentiel du piedmont.

La disposition du relief et des vallées fait ressortir l'individualité de cette région. Elle se manifeste aussi par sa structure et sa composition lithologique.

2°) Individualité des Préalpes lombardes -

Elle tient à la fois aux rapports de cet ensemble avec les zones voisines et à ses caractères propres.

Cet ensemble préalpin est délimité au Nord par la ligne insubrique ou ligne du Tonale. Séparant le domaine des Grandes Alpes charriées au nord et celui des Alpes méridionales autochtones, ou selon les théories nappistes, le domaine des nappes penniques et austro-alpines et celui des nappes de couverture ou Dinarides enracinées dans cette partie des Alpes. Même les tectoniciens admettant les plus forts mouvements tangentiels, reconnaissent dans la zone au sud de la Valteline une partie originale des Alpes. Au-delà du col du Tonale, le prolongement vers l'est de la ligne du Tonale par le Val di Sole en direction de la ligne de la Pusteria individualise la zone des Préalpes.

Le lac de Garde, pièce essentielle dans le relief et l'hydrographie, est dans l'axe d'une ligne tectonique de direction sensiblement méridienne. Les dépôts tertiaires plissés et disloqués attestent son ancienneté et la part de la tectonique. A l'extrémité occidentale, l'existence d'un accident majeur sur la rive orientale du lac de Lugano (faille de Lugano) est prouvée par les travaux récents (Bernoulli D., 1964).

Le domaine préalpin ainsi délimité par son relief et ces grands accidents comporte à la différence des Préalpes françaises, un socle cristallin morcelé en deux blocs (chaîne orobique et massif du Val Trompia) une couverture sédimentaire et une masse intrusive de grande ampleur. Les relations et l'interpénétration de ces trois éléments sont étroites. Une partie de la couverture sédimentaire est restée accolée au socle. Celui-ci a joué un rôle considérable dans le dépôt de la couverture sédimentaire.

La série sédimentaire d'âge secondaire forme un ensemble cohérent et homogène, nettement individualisé par rapport aux régions voisines. Elle a fait l'objet des travaux récents de J. Aubouin (1963) et de ses élèves pour la sédimentation post-triasique. C'est la zone du "sillon lombard" entre la ride Tridentine à l'est et le seuil de Lugano, à l'ouest. La zone de transition entre ride tridentine et sillon lombard (J. Aubouin 1968, fig. 4 p. 30) correspond à la limite orientale de notre terrain. Cette individualité s'affirme plus tôt (Ie partie, chapitres I et 2). Les grandes masses de calcaires et de dolomies

triasiques constituent une bonne partie de la couverture sédimentaire; elles ont contribué à imprimer un style tectonique particulier à cette région.

II - Les fondements d'une étude morphologique -

L'intérêt des Préalpes lombardes dans le cadre alpin n'avait pas échappé aux géologues italiens ou étrangers, mais les études morphologiques n'ont été jusqu'à maintenant que fragmentaires.

I°) Etat des recherches géologiques et morphologiques

Il ne saurait être question d'évoquer les multiples publications géologiques. La bibliographie publiée par A. Desio (1954) et celle jointe in fine, en donneront une idée imparfaite tant les mises au point récentes sont nombreuses.

Jusqu'à la première guerre mondiale, les recherches géologiques furent menées par des chercheurs isolés, Varisco, Cozzaglio A., Sacco F., Taramelli T., Cacciamali G.B., Porro C., Caffi E.; elles aboutirent à l'établissement des premières cartes géologiques. L'oeuvre entreprise fut poursuivie avec plus de méthode par les chercheurs cités mais aussi par beaucoup d'autres, notamment G.B. Dal Piaz et A. Desio, pendant l'entre-deux guerres. Cette période fut marquée par les travaux remarquables de l'école de Leyde, sous la direction de L.U. de Sitter. Pendant une vingtaine d'années, sous forme de monographies, l'école néerlandaise procéda à un relevé systématique de toute la haute et moyenne montagne bergamasque. L'influence de la théorie des nappes et des grands charriages était considérable et aboutit à beaucoup d'excés et d'erreurs, la synthèse de L.U. de Sitter (1949), en revenant à des vues plus concrètes, montre l'ampleur des résultats acquis. Elle stimula les recherches et reste l'ouvrage fondamental. Depuis une vingtaine d'années, un énorme travail a été accompli par les Instituts de Géologie des Universités de Turin, Milan, Pavie, Padoue et Parme. D'importants travaux ont porté sur le Trias et le Tertiaire lombards, et les grandes accumulations morainiques des lacs de Come, Iseo et Garde (Mangeroni G., Riva A., Venzo S., Vecchia O., Gabert P.).

L'audience des grandes théories nappistes du début du siècle (P. Termier, E. Argand, Staub R.) a fait place à une observation directe sur le terrain. Cette oeuvre est loin d'être accomplie et trop de secteurs n'ont été relevés que sommairement, par exemple la bordure préalpine entre le Serio et le Cherio. La publication récente des feuilles au I/I00.000 de la carte géologique d'Italie (Chiavenna n° I7, Bergamo n°33, Adamello n° 20, Brescia n° 47, Treviglio n° 46, Milano n° 45) est un apport appréciable mais celle de Breno n° 34 n'est toujours pas parue. D'autre part la publication des résultats des sondages de l'A.G.I.P. et de la thèse de P. Gabert (I962) constituent une contribution majeure à la connaissance de l'évolution récente du piedmont.

L'importance des travaux accomplis et les progrès des connaissances justifiaient un essai de synthèse morphologique. Celle-ci ne pouvait se faire sans le support d'une bonne connaissance géologique.

2°) Nécessité d'une synthèse géomorphologique -

Les études morphologiques ont été jusque là très dispersées. Souvent l'étude morphologique, dans les publications néerlandaises ou italiennes, ne constitue qu'un rapide appendice. Le caractère limité des zones relevées par les géologues explique l'absence de considérations d'ensemble.

Il convient de rendre un hommage particulier aux travaux accomplis par l'Institut de Géographie de l'Université du Sacré-Coeur de Milan et notamment à G. Nangeroni. Ils ont apporté une contribution essentielle à la connaissance des Quaternaire de cette région. Il est vrai que certaines de leurs conclusions ou de leurs méthodes peuvent être critiquables. En montagne, les études sont restées jusque là très fragmentaires et tributaires d'une conception "davisienne" de l'évolution du relief. La recherche d'aplanissements dans les zones les plus élevées s'accommode mal avec l'existence d'un relief jeune et puissamment marqué par les glaciations récentes. Une mise en place récente de l'ensemble préalpin, la complication de la tectonique, une meilleure connaissance des dépôts corrélatifs permettent d'envisager sous un autre aspect la genèse des formes d'ensemble de la montagne.

L'étude des glaciations quaternaires, en particulier du Quaternaire ancien, sera un appoint important.

L'étude morphologique des Préalpes lombardes se fondera sur une connaissance de l'évolution géologique, riche en enseignements sur les grands traits du relief actuel. Les mouvements tectoniques récents reprennent souvent des accidents anciens. Le style tectonique dépend largement de la lithologie, de la plasticité ou de la rigidité des assises sédimentaires. Sur ces données structurales, l'érosion a modelé le relief actuel. L'une de nos tâches sera précisément d'essayer de déterminer les modelés anciens et la part de l'érosion actuelle. Y a t-il des formes du relief héritées d'une période plus ancienne ? Dans l'affirmative, il conviendra d'expliquer leur maintien et de voir dans quelle mesure elles ont été reprises ou retouchées. Leur identification apporte un élément important par la connaissance de la mise en place du massif et de son évolution. On s'efforcera de déterminer les différents épisodes qui ont façonné le relief actuel.

Le problème essentiel est de connaître la mise en place progressive de l'édifice et de voir comment l'érosion a modelé le relief en fonction des matériaux, de la structure et des climats présent et passés.

A ce titre, l'étude des vallées sera particulièrement riche d'enseignements. Là se trouvent les éléments permettant de connaître leur propre évolution, mais aussi celle de la montagne. Elles sont le trait d'union qui permettra d'établir les corrélations nécessaires entre la montagne et le piedmont.

Les glaciations quaternaires ont fortement marqué le paysage, soit par les glaciers, soit par la construction de terrasses fluvio-glaciaires, soit par le modelé des versants en plaine ou en moyenne montagne , largement hérité d'une évolution sous climat froid. La détermination des différentes glaciations, l'existence d'avancées glaciaires antérieures au Mindel (Günz, Donau ?) ont été une de nos principales directions de recherche. Elle permet de connaître l'évolution morphologique des vallées au Villafranchien et de faire la liaison avec les dépôts pliocènes et quaternaires de la bordure padane.

L'étude du Quaternaire ancien apporte une contribution à la connaissance des derniers mouvements tectoniques et de la mise en place définitive de certaines grandes unités du relief préalpin.

Une de nos préoccupations a été de déterminer l'ampleur relative des différentes avancées glaciaires. Pour cela, il fallait d'abord en établir les critères distinctifs, car l'attribution des dépôts quaternaires est encore très controversée. Par la place qu'ils occupent dans le paysage, c'était une partie essentielle et des plus intéressante de ce travail.

Telles ont été, rapidement énoncées, les principales directions de ce travail. Mais avant d'aborder chaque région et ses problèmes morphologiques particuliers, il convient de faire le point sur les données d'ensemble et l'évolution générale des Préalpes lombardes

PREMIERE PARTIE

LES DONNEES DE LA PALEOGEOGRAPHIE ET LES PROBLEMES GENERAUX DES PREALPES LOMBARDES

Des rives du lac de Lugano à celles du lac de Garde, les Préalpes lombardes présentent une unité qui tient à une longue évolution paléogéographique dans un cadre géologique assez homogène. Sous peine de répétitions ou d'un morcellement préjudiciable à une compréhension d'ensemble, des données générales doivent être étudiées car elles sont indispensables à la connaissance des particularités régionales et locales.

CHAPITRE I

PALEOGEOGRAPHIE PRE-TRIASIQUE DES PREALPES LOMBARDES

La place du socle cristallin et son imbrication dans les formations sédimentaires secondaires lui confèrent un rôle considérable. L'existence d'une série sédimentaire pré-triasique, épaisse de plusieurs milliers de mètres ou parfois très réduite, influença largement la tectonique. Depuis une vingtaine d'années, les études des géologues de Pavie et de Milan ont renouvelé nos connaissances. Leur apport ne pouvait être négligé. Par leur importance, les grès permiens ("verrucano lombardo") mériteront une attention particulière.

I - Le socle ancien et l'ébauche de grandes lignes tectoniques dès le Permien (figure I).

I°) Le socle ancien cristallin et métamorphique -

Son rôle est fondamental dans la partie septentrionnale du territoire considéré où il forme l'ossature de la chaîne orobique. A l'ouest, il se retrouve sur les rives du lac de Lugano tandis que vers l'est il constitue le massif de le val Trompia et apparaît dans le val Camonica et le val Rendena (fig. 1) sous le terme de "cristallin dinarique" ou encore de "série des lacs" ou "micaschistes des lacs", les géologues italiens désignent le socle cristallin au sud de la ligne insubrique. C'est un ensemble peu métamorphisé comportant essentiellement des micaschistes des phyllades et des gneiss riches en muscovite (gneiss chiari des géologues italiens). Vers l'Adamello et le col du Tonale, les cartes géologiques distinguent la série du Tonale, au nord de la ligne insubrique, composée de micaschistes,

gneiss et phyllades, et les micaschistes et phyllades de la série de Morbegno. La distinction est purement géologique; morphologiquement, le socle au nord et au sud de la ligne insubrique a un comportement analogue. C'est une série peu résistante d'autant qu'elle est affectée par de puissantes dislocations liées aux orogenèses hercynienne et alpine.

Il est attribué pour le moins au carbonifère inférieur (L.U. de Sitter, 1949; G. Cassinis, 1966; A. Bosellini, 1965; G.P. Giannotti, 1958) depuis la découverte par S. Venzo et L. Maglia (1947) d'une flore d'âge wesphalien dans des dépôts sédimentaires transgressifs sur le socle ancien, au nord du lac de Lugano. Bien que l'attribution au Carbonifère du conglomérat de base de la série sédimentaire permienne (Giannotti G.P., 1958) ait provoqué de longues discussions (Leonardi P., 1966), et sans vouloir intervenir dans un problème qui n'est pas fondamental, au Permien inférieur, l'apparition d'un dépôt de conglomérats dans les Préalpes Bergamasques, entre la haute vallée du Mella (val Trompia) et le groupe de la Brenta marque l'individualisation précoce du bassin lombard (figure 2).

2°) Une importante phase tectonique d'âge permien met en place les grands accidents bordiers -

A partir du Permien, grâce à la puissance de la série sédimentaire, l'évolution de la région lombarde est bien connue. D'importantes dislocations tectoniques et une activité volcanique affectent les deux bordures, tandis que le centre des Préalpes lombardes s'enfonce et se comble sous l'apport de plusieurs milliers de mètres de conglomérats, de marnes, de tufs et de coulées volcaniques.

A l'ouest, la plate-forme de Lugano disloquée par une série de failles Nord -Sud aurait été pour A. Bosellini (1965) le plus important centre volcanique de l'Europe permienne. D'importants dépôts de tufs volcaniques et des coulées de porphyres (I) comblent les grabens.

(I) Nous utiliserons ce terme ancien consacré par l'usage (De Sitter L.U., 1939, les porphyres luganois et leurs enveloppes) alors que celui de rhyolites serait le plus approprié.

Ces grands accidents d'âge permien constituent la trame sur laquelle se mouleront des déformations postérieures. La rigidité du socle et la présence de grandes failles imposeront dès lors une tectonique cassante.

La grande faille de Lugano, ou faille principale du Luganais, de direction Nord-Sud (Burford A., I950) s'est manifestée avec vigueur dès ce moment, provoquant une forte accumulation dans le bassin de l'Arbostora.

A l'extrémité orientale des Préalpes, la plate-forme tridentine et son plastron éruptif permien rappellent celle de Lugano. Le complexe éruptif atteint I000 mètres et sa puissance serait liée à un phénomène de subsidence progressive qui aurait affecté l'ensemble (Bosellini A., I965). La limite occidentale coincide avec la rive Est du lac de Garde et Vecchia O. (I957) admet une grande faille au passage entre plate-forme tridentine et bassin lombard. Si l'existence de celle-ci est difficile à prouver, il n'en reste pas moins que dès le Permien existe un seuil qui jouera un rôle considérable dans l'évolution postérieure.

2°) Signification paléogéographique du conglomérat de base permien.

Le conglomérat de base (conglomerato basale, basalkonglomerate) est une formation détritique plus ou moins épaisse et très discontinue, reposant sous les formations volcaniques et sédimentaires permiennes.

La signification du conglomérat de base de la série permienne a fait l'objet d'une série d'études dispersées sans qu'une synthèse en ait été tentée.

Sa puissance varie de 200 mètres au maximum (zone du Pizzo Strinato, haute vallée du Serio) à quelques mètres et il disparait dans la région entre vallée du Brembo et lac de Come (P. Casati, I966). Il est impossible d'en établir une répartition car la discontinuité du dépôt et l'ampleur des mouvements tectoniques postérieurs n'en fournissent que des traces fragmentaires.

Sa composition est variée, s'il incorpore toujours des cailloutis du socle, il comprend parfois des éléments des coulées porphyriques permiennes. Vers Lugano (De Sitter, I925, I939), il contient en plus des roches du socle des éléments volcaniques, et repose sous une série de tufs volcaniques. Des observations analogues ont été faites par Giannotti G.P. (I958) dans la partie sud-ouest du Trentin, la vallée du Caffaro et les Préalpes bergamasques, qui a remarqué des cailloutis plus ou moins arrondis et relativement gros de phyllades et de quartz. De Sitter (I949) dans les Préalpes bergamasques faisait observer qu'il contient des éléments porphyriques, parfois en nombre important (cf. Dozy J.J., I935). L'accord est général pour le rattacher, au moins en partie, aux premières manifestations volcaniques. Dal Cin R. (I963,I966) a montré par une étude morphométrique que dans le Trentin oriental, il présentait les caractères d'un dépôt continental, fluviatile ou torrentiel, sous climat chaud. Dans la vallée du Brembo il prend parfois l'allure d'une brèche, mais souvent les cailloutis du socle sont arrondis, ou bien il fait place à des grès. En haut Val Seriana (I), il est riche en fragments de quartz.

Sa discontinuité et son caractère grossier sont les deux facteurs qui militent pour en faire un dépôt contemporain des mouvements tectoniques de la fin du Carbonifère et du Permien Inférieur. A ce moment, apparaissent les premiers fossés tectoniques qui iront s'approfondissant. Un climat continental chaud (tropical ou semi-aride, sans une forte humidité génératrice d'une intense altération pédologique) provoque une intense désagrégation mécanique qui tapisse de ses débris les bassins tandis que sur les plates-formes les coulées volcaniques fossilisent une pellicule détritique enrichie par des matériaux d'explosion volcanique. Rapidement, l'érosion arrache des débris qui enrichiront ces dépôts. L'accélération de la subsidence entre les deux plates-formes amène la formation d'un premier bassin lombard (fin du Carbonifère - Permien inférieur). Le problème posé par le conglomérat de base quant à sa nature (avec des éléments de porphyre ou sans ces éléments) et à son âge par rapport au complexe éruptif ne présente pas de grave inconvénient dès lors que l'on admet sa discontinuité dans l'espace et la simultanéité de l'érosion

(I) Le terme de Val, emprunté à l'italien où il est utilisé couramment comme contraction de Valle, désigne seulement une vallée, sans signification morphologique. Il est toujours suivi du nom de celle-ci : Val Seriana, Val Trompia, Val Brembana.

et de l'activité tectonique et volcanique. Un dépôt continental détritique est discontinu et comble les creux. Son épaisseur est fonction de la puissance du relief voisin. Le volcanisme est un phénomène discontinu dans l'espace et dans le temps. Souvent il est ponctuel et éphémère. Les grandes accumulations volcaniques ne concernent que les deux plates-formes. Dans cette perspective, il est possible d'envisager que l'érosion apportait des éléments volcaniques à ce conglomérat en les arrachant aux premières coulées de porphyres. Un épanchement volcanique est un phénomène rapide, bref par rapport au temps que l'érosion a mis pour constituer ce conglomérat. La discontinuité dans l'espace des phénomènes volcaniques explique la présence ou l'absence d'éléments porphyriques, sans que pour cela les formations soit d'âge distinct. Dans le Val Trompia, il n'apparaît d'après G. Cassinis (I966) que dans le haut Val Bozzoline. Partout ailleurs, une épaisse masse de tufs et d'ignimbrites recouvre le socle cristallin, la subsidence marquée de cette région a été plus tardive. L'activité volcanique a été précoce et importante au point d'exclure tout autre dépôt. Dans ce cas comme à l'ouest du Brembo où porphyres, tufs et brèches pyroclastiques recouvrent le socle, elle a pu être contemporaine du conglomérat de base.

3°) Les bassins permiens. Accentuation des déformations tectoniques (figure 3)

Dans la zone centrale des Préalpes lombardes, la sédimentation détritique fait place au dépôt des schistes de Collio, ou de Carona ("Carona shales" de L.U. de Sitter, I949) de couleur noire. Ils sont caractérisés dans le haut val Brembana par un facies de mer peu profonde (avec marques de vagues, de rides d'eau, "mud cracks", impacts de gouttes d'eau, traces de reptiles..), ou franchement littoral (De Sitter, I949; Casati P. et Gnaccolini, I967). L'énorme accumulation (I500 à 2000 mètres) s'explique par une subsidence progressive du centre du bassin. Sur les bordures, les facies restent détritiques. L'abondance des formations volcaniques en partie au moins sous-marines dans la série de Collio (tufs, laves, masses de porphyrites de Trabuchello) et la persistance de ces manifestations sur les deux bordures, démontrent l'instabilité et la fragilité du socle, mais aussi la

persistance de certains effondrements liés au jeu des cassures. Ainsi se trouve posé le problème de l'inégalité de l'épaisseur du "Collio". Les travaux de l'Ecole de Leyde, et la synthèse de L.U. de Sitter ont montré que ces inégalités sont considérables. Dans les Préalpes bergamasques, la formation de Collio est épaisse entre les vallées du Brembo et du Serio (sillon central) et dans le val Mora, mais réduite sur le sommet de Salmurano et le bombement du Val Camonica. Elle est considérable à l'est de ce dernier dans la fosse judicarienne (cf. les travaux de A. Boni, I950 et G. Cassinis, I966). Qu'entre la vallée du Serio et la Valsassina, la couverture sédimentaire permienne soit charriée (P. Casati, I967) ne résoud pas le problème de l'inégalité des épaisseurs. L'ampleur limitée des mouvements ne peut expliquer un laminage considérable en certains points; les données stratigraphiques et lithologiques prouvent que celle-ci est originelle. Trois solutions peuvent expliquer cette inégalité.

a) La surface topographique irrégulière sur laquelle se déposent les schistes de Collio est constituée par les restes usés de la chaîne hercynienne entre lesquels s'insinue la mer. C'est l'hypothèse avancée par L.U. de Sitter (I949) pour le sommet de Salmurano. Cette hypothèse est difficilement acceptable car elle suppose des dénivellations considérables sur des espaces très restreints, ce qui aurait entrainé une sédimentation détritique assez grossière, mais ce n'est pas le cas. Elle suppose un relief figé pendant une très longue période et fossilisé, ce qui est difficile à admettre. Enfin elle ne tient pas compte des phénomènes tectoniques et volcaniques qui se produisent sur les deux plates-formes. Dans la région de Mezzoldo (Alpes orobiques), Accordi B. (I955) note l'absence du conglomérat de base, mais la coulée de porphyre à la base de la série permienne a recouvert une topographie inégale en bosses et en eaux. L'existence des couches de Collio (200 mètres) oblige à envisager une subsidence postérieure de cette zone.

b) L'existence d'une subsidence continue, sans intervention de cassures, est soutenue par A. Boni (I947) pour le bassin de Collio à l'est du bombement du val Camonica. Il fait remarquer que les couches permiennes viennent mourir progressivement contre la zone du Monte Muffeto, et que si elles avaient buté contre une faille

(hypothèse de A. Cozzaglio), elles devraient s'arrêter franchement contre la bordure du massif cristallin. Une telle façon de poser le problème semble inadéquate. Il ne s'agit pas seulement d'envisager deux grandes cassures limitant les bords du bassin. La rigidité du socle pré-permien et l'exemple des nombreux bassins de l'Europe hercynienne montre que le plus souvent, le passage des horsts aux grabens se fait par une série de gradins abaissant progressivement dans l'espace et dans le temps, la zone déprimée. L'idée d'une subsidence sans cassures se heurte à plusieurs objections tectoniques et morphologiques; la rigidité du socle se prête mal à des déformations à vaste rayon de courbure sinon sur de grands espaces ce qui en l'occurence n'est pas le cas . La tectonique cassante des bordures et le volcanisme ne soutiennent pas cette hypothèse. Enfin, dans les Préalpes bergamasques, le caractère étroit et profond du sillon central ou du sillon du val Mora, ses bords francs et rapides font envisager une origine tectonique.

c) La formation des bassins permiens s'accompagne de cassures de plus ou moins grande ampleur qui rejouant à plusieurs reprises abaissent progressivement les dépressions esquissées dès le Carbonifère supérieur. Cette conception, outre le fait qu'elle s'insère dans le cadre général des bassins permiens localisés de l'Europe post-hercynienne, répond aux considérations mises en avant ci-dessus. Elle est susceptible de rendre compte de bassins de dimensions et de profondeurs très différentes. (fig.3) Le long du seuil de l'Averara (Averara ridge de L.U. de Sitter), l'épaisseur du Collio atteint 2.000 mètres et plus de 500 sur la bordure du Salmurano. Ces accumulations considérables localisées et orientées Ouest, Sud-Ouest - Est, Nord-Est se sont produites dans les fossés tectoniques s'enfonçant lentement. Les apports détritiques et volcaniques, les faciès de mer peu profonde des marnes de Carona excluent l'existence d'un sillon. Dans le bassin de Collio dont G. Cassinis (1963 - 1966) a établi avec précision la stratigraphie, la formation de Collio comprend des dépôts continentaux de type lacustre, lagunaire, fluvial et deltaiques se mêlant entre eux et à des masses de produits volcaniques (coulées de porphyre, tufs volcaniques), le tout étant couronné par le conglomérat du Dosso dei Galli (297 mètres) et les dépôts volcaniques d'Auccia. Ce chercheur voit dans la faille de Pofferate (Cassinis G. 1963 - 1966) un accident attribuable à la phase "saalienne" de l'orogenèse hercynienne, attestée aussi par la discordance strati-

stratigraphique des grès rouges du Verrucano lombardo (I) sur les dépôts volcaniques, l'absence de c e u x - ci au sud-ouest, l'inattendue et importante différence de puissance du conglomérat du Dosso dei Galli dans les différents secteurs, les variations de faciès de certains horizons. La permanence des mouvements tectoniques et de phénomènes volcaniques est attestée par la sédimentation détritique, parfois grossière. Le conglomérat du Dosso contient encore des éléments du socle métamorphique Giannotti G.P. (I958) attribue à un plissement hercynien tardif le dynamo-métamorphisme de la série de Collio. L'idée de mouvements tectoniques espacés, caractérisés par des rejeus de failles et qui auraient donné naissance au bassin de Collio semble la plus appropriée pour rendre compte d'une énorme accumulation. La présence de bancs de porphyres et de tufs contribue à lui confier une rigidité et une résistance très grande à l'érosion.

L'exemple du haut val Trompia étudié avec minutie par G. Cassinis (I966) est significatif.

La série, dans son ensemble, est largement détritique et volcanique. Sa puissance dépasse les I000 mètres (678m pour le Collio, 295m et 60m pour les deux autres formations). Il faut envisager une subsidence continue et un rejeu des bordures cristallines. Dans nombre de sous-étages et entre autres dans le conglomérat du Dosso dei Galli, on trouve au nord de Darfo, des éléments anguleux et principalement des débris de gneiss et micaschistes, qui peuvent atteindre jusqu'à 50 centimètres de long (cf. R. Assereto et P. Casati I965, p. I005) pour le conglomérat du Ponteranica. Si ailleurs les éléments sont arrondis, les observations faites démontrent clairement l'existence au Permien moyen de reliefs vigoureux et d'une érosion intense. Le horst du val Trompia existait dès le Permien et pendant cette période s'est soulevé par saccades en même temps que s'enfonçait le bassin de Collio à l'est et celui de la moyenne val Camonica au nord. La région orientale était déjà à l'emplacement de grandes cassures et d'une activité éruptive, qui se manifestera plus tard avec la ligne judicarienne et l'intrusion tonalitique de l'Adamello.

Dans la région du Pizzo Tre Signori, le conglomérat dit du Ponteranica, étudié par P. Casati et M. Gnaccolini (I967) est considéré

(I) Voir paragraphe II de ce chapitre.

comme l'équivalent stratigraphique de celui du Dosso dei Galli. Sa puissance varie de 0 à 530 mètres. C'est une formation localisée, faisant alterner de gros bancs de grès et de conglomérats. Ceux-ci contiennent des cailloutis provenant surtout des coulées volcaniques, mais aussi du socle cristallin qui montrent bien qu'il n'avait pas disparu totalement sous la couverture sédimentaire du Permien inférieur. Les éléments sont peu roulés et parfois franchement anguleux atteignant ou même dépassant 60 centimètres. D'après nos observations, dans la vallée de Trona, l'un d'eux mesurait près de 80 centimètres de long sur 60 de large. L'hypothèse (P. Casati et M. Gnaccolini) d'une accumulation torrentielle dans un bassin lacustre semble insuffisante pour rendre compte de la puissance de l'accumulation et de son aspect très grossier. A l'action des eaux torrentielles, il faut ajouter celle de rejeus tectoniques ébranlant le socle, provoquant des éboulements qui comblent ce bassin. La proximité du seuil de Salmurano, véritable horst n'y est pas étrangère.

La partie supérieure de la formation dite de Collio semble marquer une nette reprise de l'érosion et de l'activité volcanique et tectonique par son faciès détritique grossier qui l'a parfois fait assimiler au banc de conglomérat du Permien supérieur ou verrucano lombardo.

II - Importance et signification du verrucano lombardo (I)

I°) définition et position stratigraphique du Verrucano lombardo.

On trouvera dans l'article de R. Assereto et P. Casati (1966) un historique détaillé de l'emploi du terme de verrucano. Il convient d'en réserver l'usage pour la formation détritique située entre les formation de Collio, et les schistes werféniens ("Servino") de la base du Trias.

(I) Pour éviter toute confusion avec d'autres régions, nous adopterons à la suite de R. Assereto et P. Casati, l'appellation de "Verrucano Lombardo".

Par sa couleur rouge sombre et sa masse dure et résistante, il se reconnaît bien dans le paysage. Stratigraphiquement, il repose en discordance sur tous les terrains antérieurs (fig. 2).Dans le val Trompia, il recouvre le massif cristallin que l'érosion dégage actuellement mettant en évidence un aplanissement à sa base. Ailleurs elle se superpose aux porphyres d'Auccia, au conglomérat du Ponteranica. C'est un conglomérat grèseux, parfois grossier, dont les cailloutis peuvent atteindre jusqu'à 30 centimètres. Vers l'est, il passe progressivement aux grès de Gardena qui à Pinzolo sur les bords orientaux de l'Adamello atteignent déjà 200 mètres d'épaisseur.

2°) Caractères et origine du Verrucano lombardo.

La puissance des grès et des conglomérats varie d'une extrémité à l'autre des Préalpes. On peut dire qu'elle s'accroit des bordures vers le centre des Préalpes, des rives du lac de Come au val di Scalve pour décroître de nouveau en direction de l'est. D'après R. Assereto et P. Casati (1966), de 40 mètres en Valsàsina, l'épaisseur atteint 400 mètres en val Canale, autour de 700 mètres en val di Scalve, elle se réduit sur le horst du val Camonica à 150 - 200 mètres, atteint à nouveau 3 à 400 mètres au-delà de celui-ci et fait place au grès de Gardena (fig. 3). On remarquera qu'elle est maxima sur les deux bassins du Permien inférieur, nulle sur la plate-forme de Lugano, faible sur le horst du val Camonica. On doit admettre une permanence de la subsidence mais avec un net ralentissement puisque l'accumulation fossilise les anciens horsts. Sur la plate-forme tridentine, l'uniformité d'épaisseur des grès de Gardena montre une subsidence égale de l'ensemble, alors que la plate-forme de Lugano reste stable.

Cet étage présente un faciès de conglomérat ou de grès, de couleur rouge sombre, quelquefois, mais rarement de teinte verte (val Canale). Une description très détaillée de différentes coupes est donnée dans les articles récents de G. Cassinis, R. Assereto et P. Casati (1966).

Les conglomérats présentent des cailloutis émoussés, bien arrondis en Valsàssina. Toutefois ils sont d'une telle compacité qu'il est impossible de faire une étude morphométrique. Généralement les

éléments ne dépassent pas IO centimètres, exceptionnellement peuvent atteindre 20 à 30 centimètres. Leur composition fait ressortir un fort pourcentage de quartz et porphyres. Les éléments de schistes cristallins du socle ne sont pas absents, mais en nombre réduit. Ils sont même très rares dans la zone du Ponteranica alors que dans la formation inférieure (conglomérat du Ponteranica) ils étaient encore nombreux (Casati P. et Gnaccolini M. I967). Dans la région de Mezzoldo, Accordi B. (I955) remarque qu'il contient 60 % de galets de porphyre et 40 % de quartz et très peu de fragments du socle, et que les uns et les autres sont très émoussés. On doit bien en conclure à une origine différente du Verrucano lombardo et des formations détritiques inférieures. Le fait est confirmé (Accordi B., I955) par l'étude des feldspaths contenus dans le Verrucano et le conglomérat du Ponteranica. On a vu qu'il convenait d'envisager une origine locale pour le conglomérat du Ponteranica. Les grandes différences dans la composition des deux conglomérats font penser à une origine plus lointaine des matériaux du second.

Les grès sont constitués essentiellement de quartz (entre 30 et 80 %), de feldspath (5 à IO %), de fragments de roches volcaniques (entre IO et 30 %) ou de gneiss et micaschistes (0 à I %), de micas, limons... Il s'agit de grès grossiers, que P. Casati range parmi les grauwackes sub-feldspathiques. Vers l'Est, ils prennent une place de plus en plus importante et les conglomérats disparaissent peu à peu. La transition est progressive vers les grès de Gardena, par les grès du Monte Mignolo (G. Cassinis, I966) et du Val Rendena. Dans ceux-ci, C. Tedesco (I958) a déterminé que les grains de quartz sont uniquement de Non-Usés, avec parfois des coins arrondis. Il ne semble pas que l'on puisse envisager une origine éolienne et désertique comme le fait Giannotti G.P. (I958) dans les Alpes centrales. Il est vrai que l'épaisseur varie considérablement et que si les dépôts sont contemporains, il n'est pas pour autant nécessaire de leur rechercher une origine commune, à plus forte raison s'ils sont éloignés de plusieurs dizaines de kilomètres, voire une centaine les uns des autres.

Dans les Alpes orobiques occidentales, la puissance des bancs de conglomérats, une imbrication des lits de conglomérats et de sables, la présence de chenaux d'érosion pouvant atteindre jusqu'à 5 mètres

démontrent qu'il s'agit d'une accumulation irrégulière, intermittente dans le temps et l'espace, liée aux divagations de gros torrents surchargés de matériel qu'ils abandonnent au gré de leurs crues, somme toute un régime de type oued des régions sub-désertiques. L'allure générale du Verrucano lombardo (fig.3) fait penser à un énorme glacis d'accumulation que l'on pourrait rapprocher dans une certaine mesure du piedmont pyrénéen. Des subsidences localisées expliquent une épaisseur plus grande des débris et sont un autre argument en faveur de ce rapprochement. L'arrondi des cailloutis, la composition lithologique montrent que ces matériaux sont empruntés aux édifices volcaniques, et très secondairement au socle métamorphique. On doit admettre que la plate-forme luganaise à la fin du Permien subit un fort relèvement et par suite une érosion considérable. G. Cassinis (I964) a distingué dans les préalpes du Val Trompia une phase tectonique dite "saalienne" antérieure au "verrucano lombardo". Il convient à notre sens d'envisager une phase tectonique plus importante au moins dans la zone occidentale et datant du Permien supérieur. L'hypothèse de Kober (I9I2) qui voyait pendant le Permien une zone montagneuse à l'emplacement de la zone des nappes Penniques est à reconsidérer. L'ampleur du bassin et de l'accumulation impose l'idée d'un volume montagneux considérable, dont l'érosion se serait faite, sous un climat chaud avec alternance saison sèche, saison humide, responsable de la rubéfaction du matériel. Le passage vers l'Est à des débris plus fins s'explique alors parfaitement parce qu'on s'éloigne progressivement de la zone montagneuse. De même, les grès de Val Gardena témoignent d'un milieu continental et désertique : stratification entrecroisée de type dunaire et présence de gypse dû à des lagunes, (Giannotti G.P. I958). Leonardi P. (I959) voit dans les loupes de gypse des grès de Gardena les témoins d'anciens "chotts" permiens. La fin du Permien est caractérisée par une vaste accumulation et un régime continental avec des dépressions fermées occupées par des lacs dans la partie orientale qui s'enfonce progressivement dès le Permien supérieur quand commence la transgression marine qui se poursuivra pendant toute l'ère secondaire. Les travaux de Cornelius H.P. et Cornelius-Furlani M. (I930), d'autres plus récents, (R. Malaroda I95I) ont montré l'existence de lambeaux de terrains permo-triasiques dans le Val di Sole et le long de la ligne insubrique. Ils prouvent que le bassin permo-triasique s'étendait plus au Nord; la corrélation entre les sédiments permiens de la ligne du Tonale

et les Préalpes bergamasques étant constituée par les multiples affleurements de Collio ou de verrucano lombardo (I) des Alpes orobiques. L'absence du Collio vers l'Ouest peut être un argument pour avancer que la ligne insubrique n'est pas un accident permien.

CONCLUSION

Importance de l'évolution post-hercynienne et pré-triasique dans les Préalpes lombardes.

L'étude détaillée de l'évolution de cette zone pendant le Carbonifère et le Permien a permis d'esquisser le rôle qu'auront dans l'évolution postérieure ces différents éléments. Nous les reprendrons très rapidement :

I°) Y a t-il des surfaces d'érosion pré-permiennes ou permiennes ? Le Permien est discordant sur le socle métamorphique. Celui-ci, ainsi que certaines intrusions comme les granodiorites du Monte Foppabona, datent d'une phase tectonique antérieure puissante et caractérisée par un fort métamorphisme. En fait, il est difficile de parler d'une surface d'érosion pré-permienne, puisque le conglomérat de base s'est déposé dans des zones déprimées. La persistance pendant toute cette période de mouvements tectoniques est défavorable à la formation d'un aplanissement généralisé. La surface sommitale du horst du Val Camonica n'en serait-elle pas un témoin ? Cette hypothèse paraît difficilement acceptable dès lors que l'on admet la persistance de mouvements tectoniques et d'une longue érosion aboutissant au comblement des bassins. Vu l'ampleur de ceux-ci, comment peut-on concevoir que le sommet du horst ait été préservé ? Il convient de l'interpréter comme

---

(I) A l'instar des géologues italiens ces deux formations lithologiques d'âge permien, peuvent être considérées comme de véritables étages, caractérisant la partie inférieure et supérieure de cette période.

un aplanissement plus tardif fossilisé par les conglomérats et grès (Verrucano lombardo) du Permien supérieur qui le recouvrent.

2°) L'évolution permienne détermine à l'Ouest et à l'Est deux plates-formes dont la carapace volcanique et grèseuse, rigide, réagira par des cassures aux mouvements postérieurs. Sur ces deux plates-formes, les mouvements tectoniques qui ont dénivelé le substratum au Permien rejoueront postérieurement avec plus ou moins de vigueur. On remarquera la similitude et l'identité d'emplacement du horst permien du Val Trompia et du socle métamorphique, soulevé entre Val Trompia et Val Camonica par l'orogénèse tertiaire. De même, dans les Alpes orobiques, le horst de Salmurano, malgré sa disparition sous la masse sédimentaire permienne et secondaire a été repris par des mouvements postérieurs qui le font affleurer au milieu des conglomérats permiens de la haute vallée du Bitto di Gerola (haut Valle di Pescegallo, Passo Salmurano). Un rejeu postérieur du bloc de l'Averara (L.U. de Sitter, 1949) peut aussi expliquer l'apparition des schistes et phyllades du socle à Mezzoldo et à Caprile. Il en résulte dans la haute vallée du Brembo une interférence des directions à peu près méridienne, d'origine permienne avec les directions alpines Est-Ouest. Dans la partie centrale des Préalpes lombardes, l'épaisse couverture permienne joue un rôle de tampon et amortit en larges bombements (dôme de Trabuchello) les mouvements postérieurs. A l'Ouest de la vallée du Brembo, le socle étant presque directement en contact avec la série triasique, il en résultera un style de plus de couvertures plus heurté et de fréquents contacts par failles entre le socle et la couverture triasique.

CHAPITRE II

LES DONNEES DE LA SEDIMENTATION SECONDAIRE ET LES PREMIERS MOUVEMENTS ALPINS (CRETACE SUPERIEUR)

Avec le Trias commence une période de sédimentation marine et les caractères de ces dépôts déterminent en partie le style tectonique. Des travaux récents concernent aussi bien le Trias, étudié par l'Institut de Géologie de Milan, que la période post-triasique (J. Aubouin et ses collaborateurs). Les conditions de sédimentation et par suite les variations de faciès dans les différents horizons, la plasticité plus ou moins grande de certaines couches, sont des données indispensables. Le Trias mérite une étude détaillée car il constitue la plus grande partie de cette couverture sédimentaire. Ce sont des terrains triasiques, en bordure du Val Trompia ou du lac de Garde comme dans les Préalpes Bergamasques qui sont affectés par de puissants mouvements tangentiels. Inversement les assises du Lias au Crétacé inclus ne constituent hormis sur les limites orientales et occidentales qu'une étroite frange sur la bordure de la plaine padane (fig. I). Une telle division est aussi justifiée par un changement complet des conditions de dépôt.

I - Complexité stratigraphique et lithologique des dépôts triasiques. Leur rôle morphologique -

Après les apports détritiques de la fin du Permien, la mer envahit progressivement la zone des Préalpes lombardes d'Est en Ouest au Trias inférieur. Le milieu continental, à sédimentation grossière du Permien fait place à un milieu marin, peu profond, à eaux chaudes favorables au développement de récifs coralliens. Mais du même

coup, l'instabilité du fond, l'existence de courants provoquent une diversité lithologique dans les horizons stratigraphiques.

I°) Formations lithologiques et étages stratigraphiques du Trias -

Le tableau stratigraphique (fig.4) donne une idée de la complexité des différentes formations. Les études récentes ont établi une nouvelle stratigraphie du Trias lombard. Elles ont créé un grand nombre d'étages et de sous-étages, mentionné des faciès particuliers pour rendre compte de la réalité. Des recherches éparses ont abouti à la dénomination d'une formation, par des termes locaux qui variaient d'une région à l'autre. Un effort de synthèse et de clarification nécessaire à été fait par R. Assereto et P. Casati (1965). La géologie des Préalpes lombardes repose d'abord sur l'existence de grandes unités lithologiques : Schistes du Servino, dolomies du San Salvatore, calcaire d'Esino, dolomie principale, dolomie à "Conchodon". Parfois, elles correspondent à tout ou partie d'un étage stratigraphique, telles le "Servino" au Werfenien, et la dolomie principale au Norien.

2°) Variations d'épaisseur des dépôts triasiques (fig. 4 et 5).

Si à partir du Trias la subsidence est généralisée et la mer recouvre la plate-forme de Lugano, elle ne se fait pas partout au même rythme et avec la même ampleur. Le centre ouest des Préalpes lombardes connaît un enfoncement très marqué lié au rejeu de certains accidents permiens (failles bordières de la plate-forme de Lugano et du horst du Val Trompia). Deux bassins marqués se forment : l'un à l'emplacement actuel du bras occidental du lac de Come (zone du Monte Galbiga), l'autre sur celui du lac d'Iseo. Dans ce dernier, la série triasique a près de 4000 mètres. En revanche, sur les plates-formes et leurs bordures, la sédimentation est plus réduite (fig. 5). Dans le Trentin cette tendance est un peu atténuée et se déposent d'énormes formations de dolomies, elle est plus marquée à l'Ouest, où sur la plate-forme de Lugano, la série triasique se condense relativement en quelques 1000 mètres de dépôts. Dès le Rhétien la bordure de la plate-forme émerge de nouveau.

La différence entre dépôts des plates-formes et des bassins tient aussi aux faciès. Vers Lugano comme dans le Trentin, ce sont, exception faite de quelques dizaines de mètres de marnes et de schistes ("Servino" et Carnien supérieur), des masses de calcaires et de dolomies très compactes.

Dans les bassins, les variations d'une subsidence très accentuée entrainent une diversification des faciès et l'apparition de bancs terrigènes (argillites de Riva di Solto, grès de le Val Sabbia, argillites et marnes de la formation de San Giovanni Bianco...). Dans sa partie supérieure (fig.4) la dolomie principale passe aux calcaires de Zorzino et aux argilites de Riva di Solto. Il y a dans le centre du bassin lombard une grande diversité lithologique, que peut exploiter l'érosion différentielle.

3°) Les masses de calcaires dolomitiques et de dolomies.

Trois grandes masses de dolomies et de calcaires forment l'essentiel de cette puissante série, masses entre lesquelles s'intercalent des couches plus tendres et plus plastiques.

a) le premier ensemble comprend les calcaires de l'Anisien (essentiellement les calcaires noirs d'Angolo dont l'épaisseur varie de 100 à 700 mètres) et la masse de calcaires d'Esino passant à la dolomie de San Salvatore vers Lugano. C'est une puissante formation de calcaires et de calcaires dolomitiques de couleur claire, d'aspect massifs, stratifiés en très gros bancs. Stratigraphiquement, ils caractérisent le Ladinien, mais le faciès des calcaires d'Esino peut s'étendre vers le haut ou le bas de la série triasique. Il peut atteindre ou dépasser les mille mètres de puissance. La formation ne présente pas de continuité : construction récifale, les calcaires d'Esino font place latéralement à des formations interrécifales, le plus souvent des calcaires marneux et des marnes de couleur noire (formation de Wengen, calcaires de Buchenstein, calcaires de Prezzo, argilites de Lozio, et calcaires d'Angolo, dont l'ensemble reçoit parfois le nom de formation de Valsecca). La puissance de ces assises terrigènes est plus réduite et très variable.

b) la dolomie principale forme la masse la plus importante (Hauptdolomit des géologues allemands, dolomia principale des italiens). Sa puissance moyenne est de 1000 mètres, mais atteint 1500 mètres à Songavazzo (vallée du Serio) contre 50 à 400 mètres sur la plate-forme de Lugano. Stratigraphiquement elle correspond dans les Préalpes lombardes au Norien (ou Norico, terme que les auteurs italiens emploient facilement pour la désigner). Les travaux récents de R. Assereto et P. Casati (1965) dans le Bergamasque, de R. Rossetti (1960 - 1966) dans les Préalpes de Brescia ont mis en évidence la présence de faciès locaux plus terrigènes (calcaires de Zorzino, "Strati neri" ou calcaires marneux noirs des abords du lac d'Idro). La notion d'un bloc unique et homogène de dolomie doit être nuancée.

c) La dolomie à "Conchodon" est l'étage lithologique terminal de la série triasique. A l'est du val Trompia, elle passe aux calcaires blancs de type "corna" caractéristiques et annonciateurs des faciès du Lias de la région de Brescia. C'est un banc de dolomie d'une épaisseur moyenne de 50 à 100 mètres, très continu dans la région de Bergame mais qui par suite d'une émersion partielle, ou bien se trouve très réduit, ou bien fait défaut totalement sur la plate-forme de Lugano où elle est remplacée par des brèches syngénétiques, ("macchia vecchia") ou des calcaires bioclastiques (Bernoulli D., 1964; et F. Wiedenmayer, 1963). Malgré une épaisseur relativement faible, elle joue cependant un rôle dans le paysage où elle est mise en valeur par l'érosion différentielle car elle repose sur des assises tendres.

4°) Des assises plastiques s'intercalent entre ces masses de calcaires.

Trois grandes formations, marneuses se situent à la base des masses calcaires et ont joué un rôle considérable dans la tectonique.

a) les schistes du "servino" et les cargneules de Bovegno correspondent au Werfénien et à l'Anisien inférieur. Sous le terme de "Servino", on désigne une série constituée de grès et surtout de marnes polychromes, d'une épaisseur à peu près constante (une centaine de mètres). L'ensemble est transgressif sur les grès permiens et le socle

de la plate forme de Lugano. Il est surmonté par les cargneules dites de Bovegno dont les noms locaux sont très divers (dolomia cavernosa, dolomia cariata, Zellenkalk) et qui comportent aussi des bancs de gypse (Castelfranco, Volpino...)c'est une couche éminemment plastique. Elle forme le soubassement des masses de calcaires d'Esino et d'Angolo.

b) Le groupe du Raibler, (Raibl, Raibliano) est un ensemble hétérogène qui s'intercale entre le calcaire d'Esino et la dolomie principale. Il correspond pour tout ou partie au Carnien. Le terme de groupe du Raibler, institué par R. Assereto et P. Casati a l'avantage de donner une idée de la diversité du matériel : quatre formations s'imbriquent les unes dans les autres (fig.6) :

- Les "grès" de Val Sabbia dans les Préalpes méridionales de Brescia atteignent jusqu'à 400 mètres de puissance. Ce sont des marnes et des grès volcaniques de couleur verte ou rouge sombre, dans lesquels s'intercalent des porphyrites et des tufs (Val Trompia, Preseglie).

- La formation de Gorno (calcaires, calcaires marneux et marnes de couleur grise ou noire) est bien développée dans le centre des Préalpes bergamasques (de 200 à 400 mètres), dans la moyenne vallée du Serio et jusqu'aux abords du Val Camonica. Elle caractérise ici tout le Carnien moyen et inférieur.

- La formation de Breno prolonge vers le Nord-Est (Val di Scalve, Val Camonica) et avec un faciès calcaire les marnes et calcaires marneux de la vallée du Serio. Ce sont des calcaires et des dolomies de couleur grisâtre (3 à 400 mètres).

- La formation de San Giovanni Bianco, est caractéristique du Carnien supérieur et se développe avec une puissance de 50 à 200 mètres dans l'ensemble des Préalpes. Il s'agit de marnes de couleur verte, plus rarement rouge qui comportent aussi des lentilles de gypse (Dossena en Val Brembana, Lovere près du lac d'Iseo...).

Dans l'ensemble, le groupe du Raibler forme une assise de plusieurs centaines de mètres, en général tendre, et éminemment

plastique dans sa partie supérieure où marnes et gypses sont bien représentés. Il a joué sous la dolomie principale, un rôle analogue à celui du "Servino" sous les calcaires d'Esino.

c) Le Rhétien inférieur et moyen présentent dans l'ensemble du bassin lombard d'importantes couches tendres. Elles surmontent la dolomie principale et servent d'assise à la dolomie à Conchodon du Rhétien supérieur (cf. paragraphe 3 ci-dessus). Le Rhétien inférieur comprend plusieurs centaines de mètres de marnes noires et de schistes (couches à Bactrilium et à Avicula Contorta) tandis que le Rhétien moyen offre une importante masse de calcaires et calcaires marneux de couleur sombre à Terebratula Gregaria. La nouvelle terminologie de R. Assereto et P. Casati leur a substitué les appellations d'argilites de Riva di Solto et de calcaire de Zu. Les deux termes sont empruntés à des localités des rives du lac d'Iseo. La série du Rhétien y est particulièrement développée du fait d'une subsidence accentuée et progressive qui creuse un véritable fossé = 1000 mètres pour chacune de ces formations, qui se réduisent progressivement vers l'Ouest et vers l'Est (fig. 4 et 6) faisant place à des calcaires à l'Est de la Val Trompia.

La série sédimentaire du Trias fait apparaître une forte opposition entre de grandes masses de calcaires et de dolomies qui en constituent la plus grande partie et des bancs de marnes, marno-calcaires et gypses particulièrement tendres et malléables. Ces données sont primordiales pour comprendre le style tectonique et l'évolution morphologique de cette partie des Préalpes.

II - Rôle et importance de la série sédimentaire du Trias dans la tectonique et le modelé des Préalpes lombardes.

1°) Le problème des décollements.

La grande opposition entre la rigidité des masses de calcaires et de dolomies (au moins 1000 mètres) et la plasticité des formations marneuses intercalaires ne pouvait manquer de se traduire dans l'architecture. Il y a superposition ou accollement de deux masses de puissance et de propriétés diamétralement opposées : l'une calcaire

trop lourde et trop rigide, l'autre marneuse et parfois enrichie de gypse qui en fait par excellence un horizon incompétent. Ces remarques sont éminemment valables pour les binômes : Servino/ calcaires d'Angolo et d'Esino d'une part ; groupe du Raibler (avec en particulier la formation de San Giovanni Bianco) / dolomie principale du Norien. Pour le Rhétien, les rapports couche rigide / couche plastique sont inversés et la situation est tout à fait différente, les couches tendres du Rhétien inférieur et moyen étant peu plastiques.

Dans les deux binômes énoncés ci-dessus, tout plissement va se heurter à l'incompétence des deux éléments. Sous l'effet d'une poussée verticale, la masse de calcaires va avoir tendance à briser et à se morceler, mais nullement à se gondoler. Les grands blocs de dolomie principale ou de calcaires d'Esino ne forment jamais de voûtes anticlinales et se trouvent parfois en position synclinale (Grigne Sud ou Nord). Plus fréquemment en revanche, ils se rencontrent affectés par des cassures qui les ont dénivelés en horsts ou en grabens (Alben, Pizzo Formico) ou en position plus ou moins anormale (écailles, charriages ou klippes).

Si la masse de dolomie est impropre à tout plissement, les deux assises plastiques lui sont éminemment propices. Dans les Préalpes, les schistes du Servino, parfois accompagnés de gypses, ont servi de plan de glissement pour la masse des terrains supérieurs. Ils ont joué un rôle équivalent au Trias gypsifère des Alpes occidentales. Ce rôle a été mis en évidence par L.U. de Sitter et les géologues de Leyde, à un moment où pourtant les théories des grandes nappes étaient largement appliquées dans cette partie des Alpes. L'existence de ces oppositions est la cause première d'importants décollements des masses de calcaires sur leur substratum.

2°) La lithologie et la structure des bordures excluent la possibilité de grands décollements -

Sur les deux plates-formes (Lugano à l'Ouest, Trentin à l'Est), la sédimentation a été tout à fait différente. Beaucoup moins importante, la couverture sédimentaire triasique a vu se réduire les dépôts plastiques (marnes ou argiles) au profit des constructions calcaires. Les couches de marnes du Carnien ou du "Servino" se réduisent

à quelques dizaines de mètres ou même disparaissent. Dès lors, les conditions propices aux décollements ne sont plus réunies. La rigidité des masses de calcaires et de dolomies du Trias se surajoute à celle du socle et de ses épanchements volcaniques permiens. La tectonique cassante qui s'était déjà manifesté au Permo-Trias et se traduit par une émersion dès le Rhétien supérieur sur les bords de la plate-forme de Lugano, verra ses caractères renforcés.

3°) Permanence du rejeu des accidents permiens -

Pendant tout le Trias, l'ensemble des Préalpes lombardes montre une tendance du socle à se fracturer. Celle-ci est attestée par le jeu ou le refeu successifs de grands accidents : (faille de Lugano) et l'existence de débris volcaniques abondants dans le Carnien, caractérisé par une reprise de l'activité souterraine (porphyrites et tufs).

4°) Lithologie et érosion différentielle -

La connaissance des formations triasiques permet d'aborder sous un angle nouveau l'étude morphologique. Les énormes masses de calcaires et de dolomies du Trias posent un problème chaque fois qu'elles sont coupées par des dépressions profondes dont l'origine peut être tectonique ou due à un travail considérable de l'érosion. L'observation montre cependant que les rivières n'ont réussi qu'à tracer de profonds coups de scie : cette prédominance de l'érosion verticale n'est pas surprenante dans ces masses de calcaires surélevées en bastions jusqu'à 2000 mètres. Mais il existe des intercalations de marnes et de calcaires marneux (formation de Wengen, calcaires du Buchenstein, de Zorzino... figure 4) plus facilement déblayés par la désagrégation mécanique et le creusement des eaux. C'est faire place à une troisième solution qui est celle de l'érosion différentielle.

5°) Rôle de la structure et de l'érosion linéaire dans l'évolution du relief.

Les variations de faciès au sein des étages ont une très grande importance pour la compréhension de l'évolution morphologique et les situations locales commandent de ce fait des évolutions différentes. Là où les formations interécifales terrigènes sont bien

développées, l'évolution des versants est plus rapide. Le flanc occidental de la Grigne nord composé uniquement de calcaires d'Esino et de Perledo-Varenna, basculé vers l'Ouest, n'offre que peu de prises à l'érosion et un bord abrupt sur le lac de Come, tandis que le versant oriental plus ample et plus doux doit son recul à la présence de marnes et calcaires noirs plus friables.

Dans les Préalpes lombardes, hormis des cas isolés, le rapport entre les épaisseurs des bancs de calcaires et de dolomies et les couches tendres est de l'ordre de 10 à 1. Aux 100 à 150 mètres de schistes du Servino et cargneules du werfénien s'opposent plus de 1000 mètres de calcaires d'Angolo et d'Esino sans compter le Carnien inférieur (calcaire métallifère et de Corno). Il en va de même pour la formation de San Giovanni Bianco (une centaine de mètres) sous la dolomie principale (plus de 1000 mètres). La prédominance des calcaires et dolomies le plus souvent très massifs et les rapports entre couches dures et tendres expliquent l'absence de beaux reliefs structuraux avec dégagement de grands crêts et de dépressions. La forme qui domine est celle de grands versants, lourds et massifs où n'apparaissent que des replats lithologiques à peine ébauchés correspondants à des variations locales de faciès.

Dans ces conditions, un faible pendage de la série triasique est défavorable à une évolution rapide du relief. Le creusement linéaire des eaux s'il n'exploite pas une ligne tectonique, doit effectuer un travail considérable avant d'atteindre les couches inférieures plus tendres. Même dans ce cas, l'évolution est ralentie, d'importants phénomènes de désagrégation par sapement et éboulement ne pouvant affecter qu'exceptionnellement une masse de calcaire aussi puissante. D'ailleurs sollicité par le niveau de base déprimé de la plaine du Pô, les eaux s'enfoncent verticalement, mais le creusement latéral est faible. Dans les masses de Trias de structure horizontale ou faiblement inclinées (moyenne Bal Brembana par exemple, ou encore zone à l'Ouest de la Moyenne Val Camonica) les vallées sont de véritables gorges et leurs versants des murailles hostiles.

Par contre, un pendage accentué, est propre à une évolution du relief. Le cas se rencontre au contact des Préalpes sédimentaires

avec le socle orobique, où les poussées tangentielles ont fortement relevé la série triasique autochtone (Valsassina, Val Canale, Val di Scalve) et font affleurer les horizons les plus tendres. Alors l'érosion peut dégager des sillons, les creuser et les approfondir, à partir d'une dépression d'origine structurale, par sapement à la base et enfoncement de la rivière dans la couche tendre qui affleure. L'évolution est favorisée par l'existence de la couche de Verrucano lombardo particulièrement dure sur laquelle la rivière à tendance à glisser pour continuer à exploiter les schistes du Servino.

Du fait des conditions lithologiques et de l'importance de l'érosion linéaire, un pendage accentué n'est pas défavorable à l'évolution du relief. La mise en place du relief et les efforts tectoniques ayant été particulièrement puissants près du massif cristallin, c'est là que le Trias inférieur et moyen a des pendages forts et que le creusement est actif.

Le Trias supérieur (Rhétien) présente des conditions lithologiques favorables à une évolution rapide du relief. D'abord par l'épaisseur des argilites de Riva di Solto (1000 mètres) facilement affouillées par les eaux et la médiocre résistance des calcaires marneux de Zù, d'une puissance équivalente. Le banc très résistant de la dolomie à Conchodon, d'une centaine de mètres est mis en valeur par l'érosion différentielle et dégagé en crêt ou en cuesta.

La sédimentation triasique, par ses caractères revêt une place importante pour la compréhension de l'évolution morphologique de cette partie des Préalpes. Les caractéristiques du bassin lombard vont s'accentuer pendant la fin de l'ère secondaire tandis que se manifestent les premiers mouvements orogéniques dès le Crétacé supérieur.

III - Le "Sillon lombard" et les mouvements orogéniques d'âge crétacé -

Avec le Rhétien, débute une forte subsidence de la partie centrale des Préalpes. Elle est l'ébauche du "sillon lombard" (J. Aubouin, 1963) et va se poursuivre pendant toute l'ère secondaire. Les terrains secondaires post-triasiques n'occupent maintenant que les bordures méridionales orientales et occidentales, et ceci malgré une très grande

épaisseur dans la partie médiane du bassin (Bergamasque). L'accentuation des grandes données de l'évolution permotriasique se traduit par le maintien de la plate-forme de Lugano comme un haut-fond parfois émergé, parfois recouvert par les eaux et l'existence d'une ride à l'Est du Lac de Garde, sur le bord de l'ancienne plate-forme tridentine. Dans la zone centrale du sillon lombard, la sédimentation est considérable du Lias au Crétacé supérieur. Surtout calcaires et marneux, les dépôts ont un faciès franchement terrigène et détritique à partir du Crétacé moyen, témoignant des premiers mouvements alpins. L'étude d'ensemble en a été reprise par les recherches entreprises par les géologues français sous la direction de M. J. Aubouin.

On ne peut entrer dans le détail des différentes formations et de leurs variations de faciès, aussi nous limiterons nous aux données d'ensemble et aux problèmes paléogéographiques.

I°) Stratigraphie et lithologie des terrains du Lias et du Jurassique (tableau I).

Dans le Bergamasque, dont la série sédimentaire est prise comme type par J. Aubouin (1963 p. 733 et sq.), une subsidence marquée aboutit au dépôt d'une série calcaire de six cents mètres pour le seul Lias (50 m. de calcaires un peu marneux, jaunâtres de l'Hettangien, 250 m. de calcaires gris à silex du Sinemurien et 300 m. de calcaires marneux avec deux niveaux de calcaires rouges "Ammonitico Rosso" pour le Lias supérieur). Le Jurassique est représenté par 25 mètres de radiolarites, et autant de calcaires marneux rouges à Aptychus pour le Jurassique supérieur qui comprend aussi la base de la "maiolica", calcaire blanc à grain fin, véritable étage lithologique qui représente le Tithonique, le Valanginien et le Barrèmien. L'ensemble forme une série homogène essentiellement calcaire de quelques 800 mètres d'épaisseur. Les différences de dureté sont faibles et ne permettent pas le dégagement de reliefs structuraux. Très souvent les calcaires liasiques donnent une forme d'ensemble au-dessus des schistes et calcaires marneux plus tendres du Rhétien. Les subdivisions stratigraphiques et paléontologiques ne doivent pas faire oublier l'unité lithologique de la série considérée. La classification italienne traditionnelle fondée sur des faciès (corna, medolo, maiolica, biancone...) repondait plus à la réalité que les

lithologique

préoccupations actuelles, surtout stratigraphiques, ont quelque peu morcelée. Cette unité en fait un ensemble peu plastique.

Ces remarques sont particulièrement valables pour la partie occidentale des Préalpes. A l'Est du seuil de Lugano, une subsidence plus accentuée aboutit au dépôt de 3 à 4000 mètres de calcaires à l'emplacement du Monte Generoso ("medolo", ou calcari selciferi Lombardi, Lombardischer Kieselkalk) correspondant au Lias inférieur (Sinemurien, Hettangien, Pliensbachien). Vers l'Ouest, le Lias inférieur, du faciès détritique repose transgressivement, avec une épaisseur réduite, sur le Trias (Monte Nudo) et même sur les roches volcaniques permiennes (Gozzano). Ces observations montrent bien la persistance des mouvements de soulèvement de la plate-forme luganaise. Sur le seuil de Lugano, que la mer ne recouvre qu'au Domérien, une faible couche de calcaire (Besazio Kalk) recouvre les brèches de Brocatello (Lias inférieur). Le Dogger et le Malm se réduisent à une trentaine de mètres, mais dans la quasi-totalité des Préalpes, cette série très condensée (une cinquantaine de mètres de radiolarites et de calcaires ou de marnes à Aptychus) montrant la généralisation d'une sédimentation de type pélagique. Vers Lugano, la sédimentation liasique et jurassique est réduite alors qu'elle se développe immédiatement à l'Est (D. Bernoulli, 1964) où ses caractères sont voisins de la série bergamasque.

A l'autre extrémité du bassin lombard, sur les bords de la ride tridentine, il y a une réduction progressive des épaisseurs du Lias et du Jurassique (Aubouin J. 1963) composés pour le premier à l'Est du lac de Garde de 2 à 300 mètres de calcaires clairs, puis gris ("Corna et Medolo"). Ils sont surmontés d'une série très condensée pour le Dogger et le Malm (tableau A). Sur la rive occidentale du lac de Garde, d'énormes brèches (Castellarin A. 1964) à blocs anguleux de plus d'un mètre cube marquent le tithonique et témoignent d'éboulements sur le flanc de la ride tridentine.

L'existence du sillon lombard et des rides tridentine et luganaise ne doit pas faire oublier les variations d'épaisseur des unités lithologiques (J. Aubouin, 1963, p. 734-5). P. Casati et M. Gaetani (1968) ont montré que la zone du Canto Alto au nord de Bergame se

comporta comme un haut-fond pendant le Lias et le Jurassique, marqués par quatre lacunes dans la sédimentation. Il semble que l'on doive nuancer les vues générales de J. Aubouin et que le sillon lombard ait connu des mouvements localisés responsables de variations dans l'épaisseur des couches. Ces réductions locales de la série sédimentaire constituent des zones de faiblesse structurale propices à la localisation de la charnière des plis.

2°) Le Crétacé et la phase santonienne.

Avec le Barrémien, et la faciès de la "Maiolica" s'achève (J. Aubouin I967) la phase de vacuité du sillon lombard. L'Aptien marque le début de la période de comblement. La zone de Bergame reste le centre de la sédimentation, caractérisée au Crétacé supérieur par une accumulation essentiellement grèseuse et conglomératique considérable (tableau 4). Entre Come et Iseo, les schistes et marnes font place à une série homogène calcaro-pélitique et grèseuse. Dans la région de Bergame, elle se compose ainsi : I50 m. de schistes noirs (Aptien); 400 m. de calcaires marneux gris ("Sass della Luna") correspondants à l'Albien supérieur, au Cénomanien et au début du Turonien ; 50 m. de flysch (Turonien supérieur, Coniacien) ; 7 à 800 m. de flysch grèseux dans lequel s'intercalent 50 m. de poudingues du Santonien inférieur. Sur la ride tridentine, elle se réduit à quelques dizaines de mètres de calcaires lithographiques ou de calcaires marneux bien lités, de couleur blanche ou rouge. Vers l'Ouest, la série crétacée encore très développée en Brianza (plus de 2000 mètres) se réduit rapidement sur la bordure de la plate-forme de Lugano. J. Aubouin (I963) et J.C. Vicente (I966) font remarquer que les faciès terrigènes du Crétacé sont plus précoces à l'Ouest (Cénomanien inférieur) et de plus en plus récents vers l'Est (Nummulitique près du lac de Garde) et que le grano-classement décroissant vers l'Est ainsi que diverses considérations (direction des courants, caractères sédimentologiques) permettent d'envisager "une province dispensatrice au Nord-Ouest de la Brianza". Ainsi, se trouve posé le problème de la paléogéographie crétacée. Quelles en sont les données ?

A l'Ouest de l'Adda, le faciès flysch apparaît avec le Cénomanien (flysch calcaro-pélitique) puis devient grèseux et se développe

jusqu'au Campanien représenté par la scaglia (Vicente J.C. 1966). Les grès et conglomérats du Santonien n'apparaissent que sur les rives méridionales du lac d'Annone vers Oggiono-Barzago. A l'Est de l'Adda, le flysch est plus épais (2000 mètres) et présente un faciès plus détritique, occupant tout le Turonien et le Sénonien (c'est le "flysch orogène" de S. Venzo, 1954) dans lequel s'intercalent les bancs de conglomérats très cimentés du Santonien inférieur qui forment l'ossature des collines de Bergame. Plus à l'Est, le faciès gréseux se réduit un peu vers la vallée du Cherio, en même temps que les conglomérats du Santonien inférieur font place à un grès grossier. A l'Ouest du lac d'Iseo, la série détritique du Crétacé disparaît progressivement. Elle connaît son développement maximum entre l'Adda et l'Oglio où elle forme les collines boisées qui bordent les Préalpes bergamasques. Les faciès les plus grossiers se trouvent dans la région de la Brianza et de Bergame qui apparaît bien comme le centre de cette accumulation. L'ampleur du dépôt paraît avoir été quelque peu minimisée par J. Aubouin. Le flysch au droit de Bergame a une épaisseur de quelques 2000 mètres. L'allure du bassin est celle d'une grande ellipse orientée Ouest, Nord ouest - Est, Sud est, sur une distance de près de 60 kms, entre Annone et Iseo. La masse de l'apport gréseux et conglomératique est considérable.

L'importance de l'accumulation et sa localisation ayant pour centre le Bergamasque occidental et la Brianza orientale implique l'existence d'une forte subsidence, extrêmement continue et rapide pendant le Crétacé Moyen et Supérieur. Ce grand sillon Ouest-est en voie de comblement ne peut manquer de faire appel à une ou plusieurs axes de relief auxquels l'érosion arrache les débris qu'elle accumule. La bordure de cette accumulation suit l'actuelle flexure padane ou péri-alpine. Celle-ci s'est manifestée dès ce moment, c'est à dire aux prémices de l'orogénie alpine. Les preuves de ces mouvements se trouvent à la fois dans la stratigraphie des Préalpes et dans la composition de l'accumulation.

Il est intéressant, de mentionner les observations de A. Fuganti et de L. Trevisan dans le Trentin occidental. A l'Ouest de l'Adige, A. Fuganti (1964) a montré que le Turonien repose en discordance sur des terrains allant du Lias au Cénomanien et au Turonien inférieur.

Le Turonien moyen et supérieur est constitué à sa base par des conglomérats à éléments arrondis de roches du Crétacé et du Jurassique. Auparavant L. Trevisan (1938) avait noté dans le groupe de la Brenta que le Cénomanien était transgressif sur le Jurassique et le Lias (au Sasso Rosso notamment). Plus au Nord, dans la vallée de Non, il repose sur la dolomie principale du Norien. Ces observations conduisent à envisager une phase tectonique suivie d'une érosion notable au moins dans cette partie du Trentin, phase qui serait ante-turonienne ou même précénomanienne. On ne peut manquer de faire le rapprochement avec les phases ante-cénomanienne et ante-Gosau (Turonien supérieur) des Alpes orientales et septentrionales.

Les mouvements crétacés de la partie Nord - est des Préalpes lombardes se sont ils étendus plus à l'Ouest et notamment dans le Bergamasque ? . La masse considérable de flysch grèso-conglomératique le laisse supposer et une étude de sa composition le confirme. Déjà, près du col Scarlasc, S. Venzo (1954) avait observé dans le Turonien des galets calcaires de la Maiolica, du Lias et du Rhétien; au-dessus de Sotto il Monte, il avait remarqué à côté de silex et de calcaires du Jurassique et du Lias, des cailloutis provenant de la dolomie principale et même du Servino. Le banc de conglomérat de Bergame, avec intercalation de calcarenites et de grès, marque sans doute le paroxysme des mouvements orogéniques et de l'érosion qui les a accompagnés. Son attribution au Santonien inférieur par S. Venzo (1954) qui y a découvert des faunes à Hippurites et Acteonella date cette phase, maintenant précisée par les études sur le Trentin. L'étude des conglomérats crétacés à Bergame même, près de la Porte San Agostino et de la Citadelle, a permis d'observer les éléments suivants : A la Rocca, à côté des calcaires et des dolomies qui représentent près de 90 % de l'ensemble, existent quelques silex du Lias, des quartz, un grès du verrucano et un micaschiste. A la Porta San Agostino, sur une centaine de galets, nous avons relevé 3 grès permiens, une dizaine de quartz et un micaschiste, le solde étant constitué par des calcaires et des silex d'âge secondaire. A la Rocca, les éléments se trouvent dans un conglomérat très cimenté, et toute origine accidentelle ou fortuite du grès permien ou du micaschiste est exclue.

Il est indubitable que dès le Crétacé la couverture des Alpes était déblayée au point de laisser apparaître par endroits, mais très localement vu le faible nombre d'éléments, le Permien et même le socle paléozoique.

L'origine des éléments ne laisse, pour S. Venzo, comme pour nous-mêmes, aucune incertitude, ils proviennent de la zone des Préalpes lombardes située au nord du sillon détritique crétacé vu la composition lithologique et la présence de l'échantillonage de la série sédimentaire pré-crétacé du Bergamasque (notamment du Verrucano), il ne semble pas possible d'admettre que ce matériel vienne de l'Ouest ou du Nord-Ouest, c'est à dire de la plate-forme luganaise, pour des raisons stratigraphiques et lithologiques. Le banc de conglomérat du Santonien inférieur apparaît à l'Ouest vers Oggiono. Il est curieux, si le matériel vient de la zone de Lugano, qu'on ne le trouve pas plus à l'Ouest où le faciès de flysch grèseux existe ! On fera peut-être appel à des courants de tubidité entraînant le matériel vers le fond du sillon, mais alors comment peut-on expliquer l'existence de cette grande lentille de conglomérat continue et de puissance constante sur plus de 50 kilomètres par un apport venu de l'Ouest !. Que le flysch de la Brianza occidentale puisse être lié à l'existence de la plate-forme de Lugano, il n'y a rien que de très vraisemblable, mais dans le Bergamasque les caractères lithologiques et sédimentologiques impliquent une origine septentrionale, vraisemblablement vers l'actuelle zone orobique. Des recherches entreprises à l'Ouest de Bergame, indépendamment des nôtres, ont abouti à des résultats semblables. J.C. Vicente (1966) en Brianza occidentale, fait remarquer que le conglomérat de Sirone comporte à côté des calcaires du Trias et du Lias, des galets du socle primaire des Alpes orobiques (page 977). De son côté, P.L. Guillot (1967) note en Brianza orientale des "éléments très variés" dans le conglomérat, sans toutefois en préciser la nature.

On doit admettre qu'au Crétacé supérieur le drainage se faisait bien dans le sens Nord-Sud, et que le socle, au moins localement, était dégagé de sa couverture sédimentaire.

Il faut envisager dans la partie septentrionale des Préalpes lombardes un puissant soulèvement pour lequel nous proposons le terme de phase Santonienne. La chaîne orobique dès ce moment était dépourvue

d'une partie de sa couverture sédimentaire, soit que celle-ci ait été enlevée par l'érosion qui en accumulait les débris dans la zone de Bergame, soit que les premières nappes de la phase ante-Gosau dont les racines se trouveraient dans ce secteur, les ait déplacées vers le Nord. Les deux hypothèses ne sont pas contradictoires, mais peuvent être complémentaires. La formation d'un puissant relief s'amorce dès le Crétacé inférieur entre le groupe de Brenta et la plate-forme luganaise selon une direction Ouest- Est avec une intensité maxima dans la région centrale, d'où le faciès flysch généralisé (Crétacé et Eocène) et les conglomérats de Bergame. Le déplacement vers le Nord par glissement d'une partie de la couverture sédimentaire liasique jurassique et crétacée (au moins la partie inférieure) expliquerait la présence de faciès "dinariques" dans certaines nappes des Alpes calcaires septentrionales. Mais la question aussi intéressante soit-elle, dépasse notre cadre régional et rentre dans une synthèse plus vaste, celle de la mise en place de l'ensemble du massif alpin.

L'existence d'un relief crétacé expliquerait la présence comme zone de faiblesse sur son flanc nord de la ligne insubrique dont la présence n'était pas révélée par la paléogéographie post-hercynienne. Cette conviction s'appuie sur deux faits : la présence au Nord de la ligne insubrique d'une série sédimentaire mésozoique allant jusqu'au Crétacé, étudiée par F. Villa et R. Pozzi (1962) où les faciès sont similaires à ceux du Bergamasque. D'autre part, comme l'ont montré les études sur le Tertiaire subalpin, dès l'Oligocène, la Valteline était en place. Les mouvements crétacés ont créé l'ébauche d'un des grands traits de la structure et du relief des Alpes méridionales, que l'orogénèse postérieure accentue.

Un glissement de la couverture sédimentaire mésozoique vers le Nord dès le Crétacé moyen et supérieur et une forte érosion lève deux difficultés inhérentes à l'évolution postérieure de cette partie de la chaîne alpine. La première tient à ce que les mouvements tangentiels, avec glissements en masse vers le Sud, n'intéressent pas les terrains post-triasiques. Les grandes masses charriées, d'une extrémité à l'autre des Préalpes lombardes, viennent parfois recouvrir le Lias ou le Jurassique (Val Imagna, rive occidentale du lac de Garde). Si l'on admet pour celles-ci un âge plus récent, comment ne pas penser

que l'érosion en aurait préservé une partie au cas où des terrains post-triasiques y auraient été impliqués, sinon en faisant appel à des événements antérieurs ! Ce sont précisément les mouvements crétacés et l'érosion concomitante qui sont capables d'en fournir une explication possible.

La deuxième difficulté tient dans le travail colossal qu'il faut demander à l'érosion pendant le Tertiaire et le Quaternaire, et en grande partie avant le Miocène pour qu'elle ait pu déblayer une masse sédimentaire énorme. Le Lias compte avec la Maiolica quelque huit cents mètres de sédiments ; si nous y ajoutons plus de 2000 mètres de dépôts crétacés, ce ne sont pas moins de 2800 mètres de sédiments qui ont disparu sans qu'il en soit resté le moindre témoin ! Sans vouloir ici entrer dans le problème de l'importance et de la vitesse de l'érosion, particulièrement active il est vrai en montagne, dans le massif de la Brenta plus élevé que la chaîne orobique, le Crétacé et le Jurassique sont encore en place sur des sommets élevés. Comment dès lors admettre que l'érosion a réussi à préserver ici ce qu'elle a détruit à côté dans des conditions égales ? Que le soulèvement crétacé ait été plus fort dans le Bergamasque n'implique pas nécessairement une action de l'érosion aussi disproportionnée.

Ces conclusions permettent de rendre compte l'absence de couverture post-triasique dans les terrains charriés et expliquent le style tectonique du Bergamasque. La série triasique libérée de l'entrave d'une couverture pesante, a pu faire jouer les grands plans de glissement constitués par le Servino et le Carnien supérieur, schisteux et gypsifères. Il en est résulté des décollements en masse lors de la surrection des Alpes orobiques, avec charriages vers le Sud.

Dès lors, comment envisager le dépôt du flysch crétacé de la bordure alpine ? L'existence de rides ou de hauts-fonds (ride tridentine et plate-forme luganaise) n'est pas incompatible avec la présence d'un relief Ouest-Est dans la partie septentrionale des Préalpes et des Alpes.

Avec les premiers mouvements alpins, les directions Ouest-Est prennent le pas sur les structures héritées du Permo-Trias qui avaient commandé la disposition en rides et sillons, mais sans les annihiler. Il y a superposition des unes aux autres et existence d'un sillon ou d'une fosse en voie de comblement sur la bordure alpine.

S. Venzo (I954), étudiant la série crétacée du Bergamasque, voyait tout au long de cette période la permanence de milieux marins peu profonds, néritiques ou semi-bathyaux, avec dès l'Albien inférieur une preuve de mouvements tectoniques dans la brèche à éléments de calcaires jaunes et gris de la Sella di Burligo. Mais l'existence d'un horizon bréchique ne prouve pas nécessairement une phase tectonique. La mise au point évoquée ci-dessus pour le Lias (P. Casati et M. Gaetani, I968) prouve que de hauts fonds peuvent persister et expliquer de telles anomalies. La phase principale du soulèvement crétacé est en rapport avec les dépôts de flysch et en particulier avec les grès et conglomérats du Santonien. S. Venzo (I954) envisage un dépôt de mer peu profonde (présence de Nemertilites, de débris de végétaux...) dans laquelle des torrents auraient étalé leurs débris, ce qui laisse supposer qu'une grande partie des Préalpes était émergée et soumise à l'érosion. En réalité, nulle part dans le flysch crétacé, et plus particulièrement dans les conglomérats santoniens, on ne trouve de disposition typiquement deltaique. L'ensemble du conglomérat se présente comme une grande lentille qu'il est bien difficile de mettre en accord avec cette conception.

A Bergame, les bancs de conglomérats de la Porta San Agostino sont constitués par une masse argileuse dans laquelle sont enrobés pêle-mêle, sans disposition particulière, des galets pour la plupart arrondis. Ils suggèrent une masse boueuse ayant glissé, entraînant les cailloutis. Une étude des indices d'émoussé des calcaires à la Porta San Agostino et à la Rocca de Bergame a mis en évidence une forte usure du matériel : médiane de 360, module de 325 pour le premier affleurement médiane de 220 pour le second (fig. 8). Le chiffre plus faible du second échantillon est cependant tout à fait honorable car il a été impossible d'extraire les cailloutis. A la Porta San Agostino les indices d'aplatissement donnent une médiane de I.9 .

L'ensemble de ces données confrontées avec les séries de référence fournies par A. Cailleux et J. Tricart (I959) conduit à envisager un dépôt fluviatile ou de bord de plage. Mais ces cailloutis ont pu être repris par des courants et étalés au large. L'intercalation de bancs d'argile, de calcarenites montre que les apports n'ont pas été constants mais se sont produits par intermittences. Plus à l'Ouest, vers Sotto Il Monte, les caractères sont identiques. A Pontida, D. Fernandez (I962) étudiant le flysch turonien, y a décelé l'existence de courants de turbidité provoqués "par des périodes de crue des fleuves, à la suite de soulèvements épirogéniques des terres émergées ou de variations climatiques". A Pratolongo, le milieu de sédimentation aurait été pélagique, en bordure d'un talus continental qui s'éboulait par moment avec des courants de turbidité réaménageant les apports ; l'étude des grès a montré à D. Fernandez (I96I) qu'ils s'étaient formés au détriment à la fois de la série sédimentaire mésozoique et de roches métamorphiques et cristallines du socle. A Bergame, la présence de mud-cracks renforce la thèse de S. Venzo d'un milieu marin peu profond.

L'importance de l'accumulation (qui se poursuivra au cours de l'Eocène) justifie l'existence dune forte subsidence corrélative au dépôt. La flexure padane a commencé à se manifester dès le Crétacé, en liaison avec les premiers efforts orogéniques. Elle ne fera que s'accentuer au cours des périodes postérieures.

3°) La coloration rouge de certains étages ne prouve nullement une émersion antérieure au Crétacé -

Un des problèmes de l'évolution paléogéographique secondaire est la coloration rouge de certains horizons. Elle affecte principalement les calcaires du Domérien supérieur et du Toarcien ("Ammonitico Rosso"), les calcaires marneux du Kimmeridgien - Tithonique (Rosso ad Aptychus), des marnes de l'Albien, quelques niveaux du Turonien supérieur et la scaglia rossa fini-crétacée (Maestrichtien, Danien). Cette coloration est diversement répartie dans l'échelle stratigraphique, comme elle l'est diversement d'une extrémité à l'autre de la zone préalpine pour certains étages, notamment la scaglia crétacée. Pour J. Aubouin (I963), les formations "Ammonitico Rosso" ou "scaglia rossa" peuvent présenter

des caractères divers et intéresser des étages géologiques différents. Le problème vient de ce que certains chercheurs (O. Vecchia, L. Trevisan..) ont vu dans cette coloration un apport terrigène dû à l'érosion de sols rouges de type méditerranéen ou tropical qui auraient enrichi l'étage considéré en oxydes de fer. Hormis le fait que les sédiments liasiques présentent souvent des faciès pélagiques confirmés par la présence de radiolaires et de globigerinidés, une telle hypothèse soulève d'autres objections. Jusqu'au Crétacé inférieur, il n'y a aucune preuve d'une émersion importante et d'une altération pédologique in situ susceptible de produire des sols rouges en quantité telle qu'ils puissent colorer les sédiments sur une grande étendue. L'apport de boues rouges par des organismes fluviaux importants ou des courants aurait dû laisser des traces dans les caractères sédimentologiques de ces couches, au moins à proximité des régions d'apport. Le Lias a été caractérisé par une évolution de type géosynclinale (période de vacuité de J. Aubouin) avec des émersions temporaires de la plate-forme luganaise, qui n'ont pas été génératrices de sédiments de couleur rouge puisque les calcaires du bassin du Generoso sont noirs et siliceux !. On doit supposer une énorme altération in situ de la couverture sédimentaire pour que l'érosion déverse celle-ci de façon intermittente dans les bassins !. Il faudrait faire appel à un énorme stock de terres rouges et à une altération considérable. L'inégale répartition de la couleur rouge ne peut être un argument en faveur d'une origine allogène du sédiment. Une origine continentale de la coloration rouge peut être envisagée plus facilement pour la scaglia rossa crétacée, puisque nous avons reconnu l'existence d'une zone émergée au Nord du Bergamasque, mais en plus des réserves formulées ci-dessus, les apports de l'océanographie ont montré que les dépôts de boues rouges ne se déposent pas près des terres méditerranéennes ou tropicales, mais dans les fosses marines. Elle ne peut être retenue.J. Aubouin (I963) a montré que l'Ammonitico Rosso caractérisait les flancs des rides, en particulier de la ride tridentine, et qu'il manque dans les zones plus profondes, La "scaglia rossa" présente des faciès divers selon sa position près d'une ride ou d'un sillon (parfois calcaire, parfois marno-calcaire ou encore de type flysch)., et ne peut dont être liée à des apports terrigènes. L'hypothèse d'une émersion avant le Crétacé doit être exclue.

CONCLUSION

L'évolution des Préalpes lombardes au cours du Secondaire est un élément important pour la connaissance de la formation de ce massif. Les caractères de la sédimentation expliquent les styles tectoniques et la réaction des terrains aux efforts orogéniques postérieurs. La phase orogénique crétacée est un élément décisif éclairant d'un jour nouveau toute l'évolution postérieure. La chaîne alpine s'est ébauchée précocement. La majeure partie des Préalpes est émergée au début du Tertiaire et connaîtra une évolution continentale, entrecoupée par des efforts orogéniques puissants.

L'apparition du socle paléozoique dans la partie septentrionale des Alpes orobiques permet d'avancer qu'au moins dans la partie occidentale de cette chaîne, la couverture sédimentaire avait amorcé un déplacement vers le Nord et le Sud, mettant à jour le socle pré-triasique. Les grandes masses charriées du Resegone et du Monte Due Mani, proches de la bordure préalpine, ont utilisé la pente créée par le soulèvement pour commencer à glisser lentement vers le Sud. On remarquera qu'elles se trouvent précisément au droit de la zone de subsidence maxima du sillon crétacé. Entre Bergame et l'Adda, les dépôts de flysch et de conglomérats crétacés atteignent leur puissance maxima (2000 mètres). La subsidence de la plaine, conséquence du soulèvement alpin, explique aussi le glissement limité de la couverture sédimentaire. La phase crétacée apparaît comme importante dans la formation du relief des Préalpes lombardes.

CHAPITRE III

LES PHASES OROGENIQUES TERTIAIRES ET LA MISE EN PLACE DES GRANDS TRAITS DU RELIEF

L'orogenèse crétacée ébauchant l'axe orobique ne doit pas masquer l'importance des mouvements tertiaires. Nos connaissances restent encore fragmentaires et incomplètes car elles sont héritées des synthèses géologiques se rapportant à l'ensemble de la chaîne alpine, synthèses où les Préalpes lombardes sont un peu laissées à l'écart. Il faut reconnaitre que leurs caractères les insèrent mal dans l'édifice alpin. L'existence de charriages et de déversements vers le Sud en font un ensemble qui s'accorde mal avec la théorie des grandes nappes alpines déversées vers le Nord. Dans la perspective d'un vaste ensemble charrié vers le Nord, les grands mouvements tangentiels vers le Sud étaient mis en relation avec les poussées vers le Nord (retro-charriages, plis en retour). C'est faire peu de cas de l'originalité de ce domaine et lui appliquer les idées reçues de l'étude des Alpes penniques.

Le deuxième obstacle réside dans une méconnaissance de l'importance des mouvements crétacés. Celle-ci a été vue dans le chapitre précédent. Il en a été de même jusqu'à une époque récente pour la série tertiaire, en grande partie enfouie sous les alluvions de la plaine padane entre Come et le lac de Garde. Les études des géologues milanais sur le Tertiaire subalpin, les sondages effectués par l'A.G.I.P. Mineraria dans toute la plaine padane, et la thèse de P. Gabert (1962) ont apporté des observations nouvelles. Ceci permet maintenant d'envisager sur des bases solides l'évolution post-crétacée des Préalpes lombardes. Faute de ces données essentielles, les reconstitutions paléo-géographiques

étaient restées jusque là fragmentaires et purement spéculatives, tournées vers la recherche des surfaces d'érosion.

Aux deux extrémités des Préalpes lombardes, vers Come à l'Ouest, et dans la région du lac de Garde à l'Est, les terrains tertiaires affleurent plus largement permettant une observation directe et complétant les données des sondages. Dans la partie centrale de la bordure préalpine, des affleurements (Paderno d'Adda, Montorfano au Sud de lac d'Iseo) répondent à des situations locales en rapport avec la tectonique de la bordure alpine.

Une étude d'ensemble du Tertiaire subalpin comporte encore des insuffisances. Il est dommage que les sondages de l'A.G.IP. se trouvent souvent loin de la bordure pré-alpine. Cependant il est nécessaire de faire le point sur cette évolution marquée par deux données essentielles = l'énorme masse de conglomérats oligo-miocène de la gonfolite de Come et la transgression pliocène.

I - Continuité partielle de la sédimentation post-crétacée et relative stabilité pendant tout l'Eocène (figure 9).

I°) A l'Ouest, fin du comblement détritique et émersion dès l'Eocène moyen.

La série sédimentaire de la fin du Crétacé et de l'Eocène n'est visible que sur les bords de l'Adda et près du lac de Garde. Entre ces deux zones, du fait de la subsidence padane, elle est masquée par les alluvions. Les sondages de l'A.G.I.P. ont révélé le Paléocène enfoui à 905 mètres à Castenedolo, au sud-est de Brescia. La subsidence padane l'a entrainé à une profondeur telle, que hormis sur les bordures, son existence n'a pas été révélée par les sondages. Aux deux extrémités (Garde, Brianza), on peut observer une continuité de la sédimentation Crétacé-Eocène inférieur.

a) - Signification paléogéographique de la série du Monte Orobio -

Au Sud du Monte Orobio, dans le canyon de l'Adda, V. Vialli (I95I) a montré l'existence d'une série marno-calcaire faisant suite au Danien, et qu'il attribue à l'Eocène. Même si celle-ci doit être quelque peu vieillie et attribuée au Paléocène (M.B. Cita, I962), elle est d'un grand intérêt. Elle comporte à côté de bancs de calcaires marneux, riches en glauconie, et de marnes sableuses, un niveau contenant des éléments très divers allant de la dolomie du Norien au Crétacé (Scaglia rossa). Leur diamètre atteint 25 à 30 centimètres. Ils apparaissent émoussés et aplatis et on peut les considérer comme un dépôt fluviatile remanié sur le littoral. La présence de la dolomie principale n'est pas surprenante après les premiers mouvements de mise en place des nappes du Resegone - Monte Due Mani. La majeure partie de la bordure préalpine était émergée et attaquée par des cours d'eau qui en accumulaient les débris dans une cuvette marine située à l'emplacement du sillon Crétacé. L'absence de galets de grès crétacés et la rareté de la Scaglia rossa (I) à Paderno montrent que les dépôts crétacés étaient encore enfouis sous la scaglia, de la fin du Crétacé et du début de l'Eocène.

- La Brianza occidentale -

Vers l'Ouest, une série identique se retrouve vers la Madonna del Bosco et le synclinal de Bernaga (P.L. Guillot, I967) et se poursuit en Brianza occidentale où J.C. Vicente (I966) a identifié le Paléocène et l'Ypresien. La colline du Montorfano, formée de calcaires organo-détritiques, attribués à l'Ypresien-Lutétien fournit des données intéressantes : elle comporte des galets calcaires mal roulés de la série Lias Jurassique - Néocomien dans sa partie inférieure, puis dans sa partie moyenne des éléments calcaires de la "Maiolica", du Lias et du Trias ainsi qu'une plaquette de grès du flysch crétacé. Des microfaunes remaniées allant de l'Albien à l'Ypresien montrent que l'émersion esquissée dès le Crétacé supérieur, accentuée au Paléocène, se poursuit à l'Eocène

(I) A l'exemple des géologues italiens et étrangers, on emploiera le terme de "Scaglia" pour désigner la série de calcaires, calcaires marneux et marnes du Crétacé supérieur (Maestrichtien, Danien) et de l'Eocène inférieur, de couleur rouge (scaglia rossa) ou grise (scaglia grigia ou cinerea).

moyen où les eaux remanient les dépôts antérieurs. On doit envisager une émersion de toute la Brianza orientale et des apports fluviatiles drainant jusque là des galets du Trias. L'émersion se marque particulièrement à l'Eocène Moyen. Plus à l'Ouest, la série comprend les calcaires nummulitiques de la région de Come (Eocène Moyen) tandis que vers Varese, elle fait place aux calcaires et marnes de Travedona, Ternate (Eocène Moyen) puis aux marnes de Varano (Eocène Supérieur). Le soulèvement suivi d'une émersion à l'Eocène Moyen en Brianza s'est propagé vers l'Ouest, s'étendant à toute la Brianza et n'épargnant que la zone du Varese. Dès l'Eocène Moyen, le flysch crétacé était repris par l'érosion, comme en témoigne le Montorfano. C'est un argument en faveur d'une étendue restreinte des mers de l'Eocène Inférieur. L'érosion dans la haute Brianza à la suite du soulèvement santonien, suivi de mouvements d'âge éocène plus attenués comme le montre la modicité des conglomérats du Lutétien - Yprésien, attaquait les calcaires du Trias. La diversité du matériel et son aspect parfois anguleux prouvent un relief déjà vigoureux dans les Préalpes de Lecco.

Ces résultats montrent que l'extension du flysch crétacé fut limité vers le Nord puisqu'il n'apparaît pas dans les cailloutis éocènes, sinon exceptionnellement. Les bassins crétacé et éocène se sont succédés au même emplacement avec des limites sensiblement identiques. Ils confirment l'existence d'une zone de subsidence à forte sédimentation détritique le long de la bordure préalpine, liée à la présence d'une véritable flexure qui rejoué postérieurement. Cependant ils n'indiquent nullement une importante phase tectonique, mais une érosion active sur une région émergée voisine avec peut être des mouvements tectoniques de faible ampleur.

b) A l'Est de Brescia, individualisation de l'axe Nord-Sud du lac de Garde.

L'Eocène ne réapparaît qu'à l'Est de Brescia, et encore à Castenedolo n'a t-il été reconnu que par un sondage à plus 900 mètres. Sur les rives du lac de Garde et plus au Nord, dans le Trentin méridional, il tapisse fréquemment le fond des synclinaux et des fossés tectoniques. Autour du lac de Garde (Manerba, Salò, Tignale, Monte Brione), il se compose d'une centaine de mètres de "scaglia" de couleur rouge pour

l'Eocène moyen et supérieur (M.B. Cita, 1955) montrant l'existence d'une mer relativement profonde. Au Nord, d'après L. Trevisan (1938) on retrouverait l'Eocène dans les conglomérats reposant sur le crétacé du Val Lagol (Sud-Ouest du groupe de la Brenta). Dans le bassin de Stenico, la série éocène est encore complète et concordante sur le Crétacé, mais dans la scaglia cinerea s'intercalent des marnes grèseuses et un banc de tufs volcaniques que l'on retrouve fréquemment vers l'Est (S.P. Rampnoux, 1963).

Des rives méridionales du lac de Garde, les sédiments de mer ouverte et profonde passent à des dépôts plus détritiques et de faible profondeur dans le Trentin. La zone du lac de Garde et son prolongement septentrional correspondent à un sillon largement ouvert sur la mer vers le Sud tandis qu'à l'Est la ride tridentine est le siège de manifestations volcaniques. Les mouvements tectoniques crétacés n'ont pas engendré un relief puissant capable de fournir des débris grossiers, les grands mouvements orogéniques sont postérieurs à l'Eocène, mais dès ce moment s'esquisse le bassin du lac de Garde, situation qui se poursuivra encore à l'Oligocène.

L'Eocène apparaît comme une période de calme orogénique avec quelques mouvements tectoniques à l'Ouest de Bergame. Une émersion quasi générale des Préalpes lombardes ne laisse subsister que des bassins sur la bordure méridionale et un long golfe Nord-Sud dans la zone de Garde.

II - LES MOUVEMENTS OROGENIQUES OLIGOCENES INTERESSENT LES ALPES PENNIQUES ET SE REPERCUTENT DU NORD AU SUD ET D'OUEST EN EST DANS LES PREALPES LOMBARDES PENDANT L'OLIGOCENE ET LE MIOCENE.

On se heurte ici aux mêmes difficultés que pour l'Eocène, les dépôts abondants et même considérables aux deux extrémités de la chaîne font défaut dans toute la région centrale; les sondages de l'A.G.I.P. et notamment ceux de la carte au I/100.000 de Treviglio, donnent cependant quelques indications. La connaissance de cette période est capitale car la plupart des grandes théories sur l'édification de la chaîne alpine y placent la phase de paroxysme orogénique et la mise en place des grandes nappes. Dans quelle mesure a t-elle intéressé

les Préalpes lombardes ? A quel moment les mouvements tectoniques se sont-ils produits dans les différentes parties des Préalpes ? C'est à ces différentes questions que nous essaierons de répondre en examinant d'abord les conglomérats de la région de Come - Varese.

I°) La gonfolite de Come et l'orogénèse oligo-miocène.

Notre préoccupation n'est pas de reprendre en détail l'étude de la gonfolite de Come-Varese car malgré son intérêt elle a fait ces dernières années, l'objet d'études très complètes tant stratigraphiques que pétrographiques. Son intérêt dépasse le cadre de cette étude et concerne toutes les Alpes. Depuis longtemps, elle est considérée comme un dépôt corrélatif des grands mouvements alpins. On trouvera dans la thèse de P. Gabert (1962, p. 65 et sqq) et dans les articles de M.B. Cita (1957, 1962) un résumé des interprétations anciennes ainsi que toutes les indications bibliographiques. Les travaux des géologues milanais (Fiorentini M., Cita M.B.) et la thèse de P. Gabert ont complètement renouvelé la question.

a) définition et place stratigraphique de la gonfolite.

Le terme de gonfolite désigne une accumulation marno-gréseuse et conglomératique qui s'étend des rives méridionales du lac Majeur à celles des lacs d'Alserio et d'Annone. A l'Ouest, Sud-Ouest de Varese, elle forme une série de collines qui bordent au Sud les lacs de Monate, Comabbio et Varese. Ces collines sont disséminées et ne forment pas un bloc compact. En revanche, à l'Est de Varese, entre l'Olona et le Montorfano, elles forment une barre continue dominant la dépression de Come-Chiasso remblayée par des dépôts pliocènes (argiles et conglomérats de Pontegana) et d'abondantes accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires. Au niveau de Come, elle forme une crête continue (Monte Olimpino, Sasso Cavallasca 604 mètres, Monte Croce 536 mètres, Castello Baradello 432 mètres). Vers le Sud-Est au delà du Monte Croce, elle perd rapidement de la hauteur et se poursuit sporadiquement par une série d'affleurements émergeant de la couverture morainique quaternaire jusqu'à Romano Brianza et Naresso.

Schématiquement l'allure du dépôt est celle d'un vaste accent circonflexe ou d'un demi-cercle très lâche dont le sommet se trouve au sud de Mendrisio. Elle évoque l'allure d'un gigantesque cône de déjection dont le sommet serait la branche sud-est du lac de Lugano.

La place stratigraphique de cet ensemble (figure 9) longtemps discutée, a été établie par les travaux de M.B. Cita (1957, 1962). Les marnes gréseuses de la base (Membro di Varano, série de Chiasso) appartiennent à l'Oligocène inférieur tandis que les conglomérats supérieurs de la zone de Varese et ceux de Come (membro di Como) sont attribués à l'Oligocène Moyen et Supérieur (zone à Uvigerina Mexicana). A Come, la série atteint sa puissance maximum (plus de 2000 mètres) et se poursuit avec des faciès grèseux et conglomératiques jusqu'au Miocène moyen.

b) Une accumulation deltaique en bordure d'une montagne élevée.

L'ensemble forme un tout homogène de faciès franchement détritique. Les bancs de conglomérats comportent des blocs de grandes dimensions, dépassant parfois le mètre et certains avaient voulu y voir une origine glaciaire, ou au moins un dépôt fluvio-glaciaire. En fait, au sud de Come, des coupes montrent un litage apparent et bien dessiné avec un pendage très fort (de 40 à 50°) vers le Sud, Sud-Ouest. Celui-ci est dû en bonne partie aux mouvements postérieurs et à la subsidence de la plaine du Pô, mais la disposition des éléments avec le grand axe parallèle au litage évoque les formations deltaiques, en particulier les blocs répandus par les crues et disposés à plat sur les cônes de déjection torrentiels. L'alternance de bancs marneux ou gréseux et de conglomérats plaide en faveur d'un organisme de débit et de puissance très variable, de type torrentiel. L'allure deltaique ne laisse aucun doute sur le caractère d'accumulation forcée de ces dépôts. Les histogrammes établis par P. Gabert (1962, p. 45 et 46) montrent un émoussé fort pour les gneiss, d'origine plus lointaine que les calcaires moins arrondis. Il convient d'envisager au moins pour la zone de Come un énorme organisme fluvial accumulant à son débouché sur la plaine, une gigantesque quantité de débris.

c) le spectre lithologique et sa signification paléo-géographique.

Le sujet a été abordé par les travaux récents de M. Fiorentini (I957) et P. Gabert (I952) dont les résultats ne sont nullement contradictoires.

Dans l'ensemble de la série oligo-miocène hormis l'oligocène inférieur où le "serizzo ghiandone" granite oeillé du Val Masimo et du Val Bresaglia est absent, tout l'échantillonnage des roches des Préalpes et des Grandes Alpes est représenté. L'édifice alpin et pré-alpin était en place dès l'Oligocène moyen et supérieur.

Dans les conglomérats crétacés de Bergame et de la Brianza, les gneiss et schistes cristallins du socle étaient très rares. Ils n'ont pas été signalés dans l'Eocène moyen et inférieur. Les forts pourcentages décelés dans la gonfolite (de 2I à 32%, p. Gabert I962, p. 70) montrent que la surrection de la zone interne est d'âge Oligocène.

La présence du "serizzo ghiandone" va dans le même sens. Son apparition brusque au niveau II ou Oligocène Moyen de P. Gabert, prouve que l'érosion avait déjà profondément creusé l'édifice alpin. La mise en place de ce batholite est immédiatement antérieure. Une étude de l'âge absolu de ce granit par M. Grünenfelder, cité par M. B. Cita (I962), lui attribue trente millions d'années et le range dans l'Oligocène.

La présence d'un grand nombre de diorites, notamment de diorites à amphibole verte, de diorites à amphibole et biotite de grain très fin, ce que M. Fiorentini Potenza appelle des "diorites tonalitiques" montrent l'existence des masses intrusives de l'Adamello et de la Valteline. Le drainage se faisait par la Valteline vers la région de Come. Dans les paragraphes suivants, l'étude de la plaine confirmera ce fait. Comme pour le batholite de "serizzo ghiandone", l'intrusion tonalitique de l'Adamello doit être reportée à l'Oligocène.

- La persistance de forts apports détritiques après l'Oligocène alors que tout semble en place prouve que l'orogénèse s'est poursuivie. Les apports importants de calcaires gris et noirs des Préalpes calcaires, zone de Come et de Lecco (Triangolo lariano), la mise en place des nappes vers Lecco s'est ébauchée plus tôt et s'est poursuivie vraisemblablement à ce moment-là.

- La gonfolite de Come repose en discordance sur les terrains crétacés et éocénes, dont elle englobe à la base de nombreux éléments (notamment des calcaires nummulitiques) qui ne réapparaissent pas dans les horizons supérieurs, ce qui confirme l'extension limitée des mers de l'Eocène moyen.

A ce point de notre étude, nous voudrions revenir au dépôt de la gonfolite lui-même pour faire plusieurs remarques.

D'abord l'existence d'une masse aussi considérable de conglomérats n'est pas sans impliquer une subsidence prolongée de la Brianza occidentale et de la bordure pré-alpine entre Come et le lac Majeur. L'ampleur du dépôt rappelle celle du flysch et des conglomérats crétacés, mais le faciès est plus grossier. Du Crétacé supérieur au Miocène, une subsidence marquée affecte la bordure, mais le centre se déplace d'Est en Ouest, en Albenza au Crétacé supérieur, en Brianza orientale à l'Eocène, près de Come à l'Oligo-Miocène.

La question est aussi de savoir si une ou plusieurs rivières ont construit cette accumulation. Tous les chercheurs s'accordent à reconnaître que près de Varese, la gonfolite contient un faible nombre de roches sédimentaires, mais beaucoup de cailloutis de roches cristallines ; l'apport du bassin tessinois est indubitable. Le sommet de cette accumulation en accent circonflexe se trouvant au Sud de Mendrisio, un apport de la zone de Lugano est indiscutable, d'ailleurs prouvé par les cailloutis des calcaires noirs (Lias du Generoso). Mais l'accumulation maxima se trouve à Come, et là, se poursuit jusqu'au Miocène moyen. Le pendage Sud-Ouest même exagéré par les mouvements postérieurs, montre aussi que le sommet d'un autre et principal cône était à Come et qu'il s'est maintenu longtemps.

Ce conglomérat doit être considéré comme synorogénique des grands mouvements Oligo-Miocène et prouve que ceux-ci se sont déplacés d'Ouest en Est et sont responsables de la ligne insubrique et de l'ouverture de la Valteline. En effet, sur les bords des Préalpes de Varese, les dépôts s'arrêtent dès l'Oligocène supérieur, tandis qu'à Come où ils enregistrent ceux des zones orientales et des Préalpes calcaires, ils se poursuivent jusqu'au Miocène inférieur.

Avec le soulèvement de la bordure des Préalpes attesté par les calcaires noirs abondants dès l'Aquitanien, la rivière s'installera sur place (bras du lac de Come). Depuis la fin du Crétacé, la partie occidentale des Préalpes lombardes était émergée et soumise à l'érosion.

Le gonfolite de Come résume l'évolution des Alpes lombardes entre Lugano et le col du Tonale, mais aussi celle des Alpes du Tessin et de la Bernina. L'étude des dépôts de la plaine padane et de la région du lac de Garde confirme les résultats obtenus et permet de connaitre l'évolution des Préalpes orientales.

2°) Les dépôts oligo-miocènes des rives du lac de Garde prouvent une surrection tardive des Préalpes orientales (figure 9).

On ne rencontre pas le long des rives du lac de Garde un dépôt semblable à la gonfolite de Come. Les mouvements orogéniques du Crétacé y avaient été plus atténués que dans les Préalpes occidentales, et si l'Eocène marque une certaine instabilité, il faudra attendre la fin du Miocène pour que se manifeste un fort soulèvement.

Pendant l'Oligocène et la plus grande partie du Miocène, les différents affleurements (Val Gresta, Monte Brione) témoignent d'une continuité de la sédimentation dans la partie Nord, tandis qu'au Sud-est, une tendance à l'émersion se manifeste le long de la rive occidentale du lac dès l'Eocène supérieur.

- Au Nord de Riva, la fin de l'Eocène est marqué par une nette régression marine. Les mers oligocènes se cantonnent à la basse vallée du Sarca (Monte Brione) et à la zone orientale (Val Gresta)

pendant qu'émerge définitivement le Trentin occidental à l'Ouest du cours inférieur du Sarca. Nulle part, même dans le bassin de Stenico, on ne relève la présence de l'Oligocène.

Le Monte Brione au nord de Riva del Garda et le Val Gresta présentent des séries à peu près identiques. Des calcaires à algues (une cinquantaine de mètres) constituent l'Oligocène inférieur et moyen. La présence de lithothammium prouve une mer chaude, aux eaux légèrement agitées et une subsidence régulière (Ulcigrai F., 1966), mais nullement l'existence d'un relief élevé. Une phase de soulèvement est attestée par les faciès plus terrigènes, l'appauvrissement en algues et la présence de la glauconie au Rupélien supérieur - Chattien inférieur et moyen. Elle est dans doute liée à la grande surrection des Alpes internes prouvée par les conglomérats oligocènes de Come mais c'est un contrecoup atténué. Les marnes grèseuses de l'Aquitanien et les marnes du Langhien marquent encore une sédimentation en eaux calmes ; les sables et calcaires sableux du synclinal de Gresta le comblement du golfe.

La fin du Miocène voit l'émersion définitive du Trentin. Le soulèvement porte jusqu'à 1500 mètres la série oligo-miocène dans les vallées les plus septentrionales. Il doit être mis en relation avec les conglomérats du Monte San Bartolomeo, de Sirmione et du Trentin oriental attribués par S. Venzo (1934) au Pontien. Ces derniers contiennent des cailloutis allant du Trias à l'Aquitanien, ce qui montre l'ampleur du soulèvement et de l'érosion dans cette partie des Alpes à la fin du Miocène.

Au sud du lac de Garde, la phase principale du soulèvement est également fini-miocène, mais un relèvement post-éocène avait fait émerger une dorsale peu élevée entre la Brenta et Castenedolo : l'absence d'Oligocène inférieur à Manerba en est la preuve. Le golfe oligo-miocène, rejeté vers l'Est, présente une sédimentation à tendance terrigène : sables, grés, calcerenites, calcaires sableux et riches en glauconie. Les zones émergées du Bresciano avaient un relief peu vigoureux jusqu'à la fin du Miocène. Les grands mouvements orogéniques sont pontiens et villafranchiens.

Le problème est celui de l'âge et de la signification des conglomérats très grossiers du Monte San Bartolomeo de Salò, de Sirmione et de Muscoline. A la suite de S. Venzo (1934), on peut attribuer à la fin du Miocène ou au début du Pliocène ces trois gisements, pourtant assez éloignés les uns des autres. Très consolidés, ils ne comprennent que des éléments sédimentaires venus des Préalpes (calcaires et dolomies, calcaires noirs, quelques grès..) ce qui les distingue des formations quaternaires riches en cailloutis du socle et en tonalites de l'Adamello. Ceux du Monte San Bartolomeo sont recouverts par des argiles pliocènes à Nassa semistriata (S. Venzo, 1934). Cette datation a été confirmée par l'étude des foraminifères effectuée par M. B. Cita (1955).

Une étude morphométrique des éléments calcaires a été faite à Sirmione et au San Bartolomeo. Les figures I et II montrent que l'indice d'aplatissement est voisin pour les deux affleurements (médianes de 1,63 et 1,56). Mais au San Bartolomeo, les cailloutis sont mal dégrossis et encore anguleux; à Sirmione, ils sont arrondis (médiane 363 et 80% ont un indice supérieur à 300). Les premiers, riches en éléments locaux et visiblement peu roulés sont dûs à la surrection des massifs proches du lac de Garde. Les conglomérats de Sirmione témoignent de l'existence d'un organisme fluvial important accumulant ses débris à son débouché sur la plaine. Ailleurs les glaciers quaternaires les ont déblayés ; à Sirmione, le promontoire de scaglia les a épargnés. Il semble hors de doute qu'ils doivent être mis en rapport avec la surrection de la zone sédimentaire, et en particulier le charriage de la dolomie principale sur la rive occidentale du lac de Garde. Le rapprochement fait par S. Venzo avec les conglomérats qui dans les bassins du Trentin, clôturent la série miocène paraît logique et semble un argument supplémentaire. Ils ne peuvent en aucun cas apparaitre comme liés à la transgression pliocène qui les recouvre.

La dépression lacustre de Garde apparaît comme un trait ancien du relief préalpin. Esquissée dès l'Eocène, elle se dessine avec précision à l'Oligocène, caractérisée par une remarquable unité des faciès sédimentaires. Les mouvements tectoniques pontiens et villafranchiens lui donnent son allure actuelle, avant son creusement par les glaciers quaternaires.

3°) Les sondages dans la plaine du Pô confirment l'existence d'une importante phase orogénique pré-pliocène : Miocène moyen et supérieur (figure I2 à I8).

Entre les collines de gonfolite de Come et les rives du lac de Garde, la subsidence tertiaire et quaternaire de la plaine padane a enfoui à une grande profondeur les dépôts oligo-miocènes. Le seul témoin visible en est le Montorfano de Rovato (I) qui au sud du lac d'Iseo, entre l'Oglio et la petite ville de Rovato, forme une barrière continue dont l'aspect rappelle les collines du Monte Croce et de Cavallasca au sud de Come. Les sondages effectués par l'A.G.I.P. permettent cependant d'avoir une vue d'ensemble de l'évolution de la plaine padane.

a) La subsidence de la plaine padane entre la fin de l'Eocène et le début du Pliocène est difficile à évaluer, mais elle est considérable, de l'ordre de plusieurs milliers de mètres. En effet, on ne trouve jamais la base de l'Oligocène dans les sondages d e l'A.G.I.P. et dont les coupes ont été publiées en partie dans la thèse de P. Gabert (p. 497 et suivantes). A Castenedolo, l'Eocène est recouvert par les argiles pliocènes mais il s'agit d'une ride ancienne. Les autres forages, aussi bien près du Montorfano de Rovato que dans la partie occidentale de la plaine, même lorsqu'ils ont une profondeur supérieure à 4000 mètres, ne traversent jamais la totalité de la série oligo-miocène. L'épaisseur de l'Oligocène qu'il serait intéressant de connaître de façon à apprécier les conséquences de la mise en place de la zone interne des Alpes, ne peut-être estimée avec précision. Elle est en tout cas supérieure à I000 mètres (sondage de Ciserano).

La puissance de la sédimentation miocène est mieux connue. A Arconate (28 kilomètres au Nord-ouest de Milan), le Langhien et l'Aquitanien ont quelques quinze cents mètres d'épaisseur. A Casalpusterlengo, au sud-est de Milan, le Tortonien et l'Helvétien dépassent

(I) Celui-ci ne doit pas être confondu avec l'échine du même nom situé au sud est de Come et formé de conglomérats éocènes (ci-dessus paragraphe I).

les 1400 mètres, tandis qu'à Ottobiano, au sud-ouest de la même ville, il y a plus de mille mètres de Miocène supérieur et de Tortonien. Il est vrai que le Miocène supérieur ne se rencontre que dans la partie basse de la plaine padane et que ses faciès lagunaires (gypse et sables) montrent que son extension en direction des Alpes fut réduite. En tout état de cause la série miocène dépasse largement les 3000 mètres et sa puissance se situe vers 4000 mètres. La présence du Miocène supérieur au centre de la plaine, sur lequel d'ailleurs le Pliocène inférieur est concordant, montre que la "monoclinale" subalpine" (P. Gabert, 1962) s'est esquissée dès cette période, et sans doute antérieurement. La surrection des Alpes internes et des Préalpes occidentales s'est accompagnée d'une forte subsidence qui s'amorce à l'Oligocène.

Les faciès de la série oligo-miocène de la plaine ne présentent que rarement un aspect grossier (figures 12 et suivantes). D'après les sondages, l'Oligocène présente des marnes et des marnes gréseuses, même à proximité des rives du lac d'Iseo, où pourtant le relief montre une certaine vigueur et la structure des accidents importants. Le Langhien et l'Aquitanien ont des faciès identiques à l'Oligocène (marnes, marnes gréseuses et grès) tant vers Milan (Arconate...) qu'au sud d'Iseo. Des faciès plus franchement détritiques n'apparaissent qu'à l'Helvétien et au Tortonien avec des marnes gréseuses, des sables et des galets qui attestent sans doute un relèvement de la zone préalpine et par suite une régression marine qui s'achèvera avec le Pontien dont les dépôts (cf. supra) sont cantonnés dans le centre de la plaine.

La phase orogénique qui plisse et casse ces dépôts se manifeste dès le Miocène Moyen et surtout au Miocène supérieur par un soulèvement de la bordure préalpine et une subsidence de la plaine. Vers Brescia, le Paléogène et le Miocène inférieur, arrasés par la transgression pliocène, forment le substratum pré-pliocène jusqu'à 18 kilomètres au sud de la ville (figure 18). Au sud du Montorfano de Rovato (figure 17) le Miocène moyen et supérieur vient s'appuyer, légèrement déformé contre le horst de Orzivecchi mais a été cassé ensuite par le rejeu de la faille. Le Miocène supérieur s'est déposé en retrait dans les dépressions que dessinaient les mouvements tectoniques. Une telle solution est valable pour la Lombardie orientale

et aussi pour la partie occidentale de la plaine, mais là des données précises manquent. Toutefois le relèvement des couches de gonfolite de Come est un argument favorable au soulèvement de la bordure alpine et à une régression marine au Miocène supérieur. Dans le centre de la plaine, l'Helvétien détritique et peu épais (figure I5) est impliqué dans les mouvements tectoniques tandis que le Tortonien et le Pontien, peu plissés et concordants se retrouvent plus au Sud. Il est nécessaire d'admettre pour toutes ces raisons une régression progressive des mers miocènes, tandis que plis et failles morcelaient le soubassement.

Dans la partie occidentale des Préalpes, les conglomérats de Pontegana, riches en éléments préalpins (90 % de calcaires d'après R. Vicente) sont les témoins de mouvements fini-miocènes (figure 9). Ces mouvements confirment l'âge avancé pour les déformations de la gonfolite de Come. La phase fini-miocène après une période d'émersion et d'érosion a été générale sur la bordure des Préalpes.

b) Les conglomérats du Montorfano d'Iseo.

Au sud des arcs morainiques du lac d'Iseo, l'échine rectiligne du Montorfano forme une barrière compacte et redressée entre l'Oglio et Rovato. Il s'agit d'une masse de conglomérats très cimentés et particulièrement résistante. On lui rattache les conglomérats de la Badia et de Sale au nord-ouest de Brescia, accolés aux dernières collines de la bordure préalpine et dont la compositinn est identique. L'intérêt de cette formation est d'être la seule grande accumulation détritique miocène à jour, entre l'Adda et Garde. Située au débouché du Val Camonica qui actuellement par l'Oglio draine des zones allant de l'Ortlès méridional et de l'Adamello aux collines bordières, elle apporte des éléments extrêmement précieux.

Sa datation revêt une importance primordiale. Faute d'indices paléontologiques rares dans cette masse conglomératique, elle avait été attribuée au Pliocène par G. Curioni (I877), à l'Eocène par Hauer (I883) et au Miocène par G. Reggazzoni (I93I) et par F. Sordelli qui y avait découvert Helix Ramondi. Une étude de la microfaune des bancs sableux du Montorfano à l'est de Rovato, effectuée par O. Vecchia et M.B. Cita (I954), a montré à côté de foraminifères

crétacés remaniés, des espèces typiquement miocènes (Cibicides boucanus (D'Orb.) Ephidium orthemburgense (EGG)...) et a permis d'attribuer l'ensemble au Miocène inférieur et moyen. C'est un dépôt de milieu marin peu profond, (Cita M.B., I954). Ces conclusions permettent de situer cette accumulation par rapport à la gonfolite de Come. Stratigraphiquement, elle correspond à la partie supérieure de la gonfolite (conglomérats intermédiaires, série de Lucinasco, conglomérats supérieurs et série de Lurate). Dans l'un et l'autre de ces dépôts, on retrouve pour le Miocène la forme Globoquadrina.

Cette corrélation stratigraphique est extrêmement importante, car pour la gonfolite, c'est à partir du Miocène qu'apparaissent de forts pourcentages de galets calcaires des Préalpes (niveaux III et IV de P. Gabert, I962). Toutes les études ont montré que les galets du Montorfano provenaient exclusivement de la couverture mésozoique des Préalpes. Pour notre part, nous y avons relevé plus de 90 % de calcaires (notamment beaucoup de calcaires gris du Lias) à côté de silex rouges et verts du Jurassique. O. Vecchia (I954) signale essentiellement des calcaires du Lias, secondairement de la Maiolica du Crétacé Inférieur et quelques rares dolomies. La présence de foraminifères remaniés de la scaglia crétacée (M.B. Cita I954) indique que la zone fournissant ce matériel comprenait des couches sédimentaires allant de la base du Lias au Crétacé supérieur. La composition lithologique situe l'origine de ce matériel dans les Préalpes immédiatement au Nord. On doit convenir que la mise en place des grandes masses de Trias, charriées ou fortement basculées, de la bordure massif cristallin du Val Trompia ou des Alpes orobiques (Concarena, Camino...) ne s'était pas faite, mais que les premiers mouvements oligo-miocènes permettaient le déblaiement de la couverture du Lias-Jurassique et Crétacé. La zone drainée ne s'étendait pas à la totalité des Préalpes mais à la moitié méridionale. La Valtelline déjà creusée drainait l'Adamello et la zone septentrionale vers Come (paragraphe précédent).

Les reliefs vigoureux de la partie centrale des Préalpes doivent leur existence, à une surrection postérieure (Miocène supérieur). Celle-ci est en rapport avec les mouvements orogéniques pontiens décelés plus à l'est et la régression marine fini-Miocène prouvée par l'étude des dépôts de la plaine padane.

La puissance du conglomérat du Montorfano (7 à 800 mètres) laisse supposer que le soulèvement de la bordure s'amorce dès le début du Miocène. Nous avons effectué pour les galets calcaires une série de mesures (figure I9). L'émoussé est particulièrement élevé (médiane 4I6) et l'aplatissement moyen. Ces caractéristiques jointes aux données de la micropaléontologie, font envisager des dépôts d'origine fluviatile remaniés par la mer en bordure du rivage. A Orzivecchi, une douzaine de kilomètres au sud, le Miocène inférieur révélé par les sondages se présente sous un faciès marneux, ce qui montre bien que le conglomérat a une extension limitée. En revanche, son développement est continu entre l'Oglio et Brescia, mais à l'ouest de l'Oglio, les sondages révèlent l'Oligocène dans son prolongement, et à l'est, au-delà de Brescia, à Castenedolo, c'est le Paléogène qui apparaît. La zone comprise entre l'Oglio et Brescia apparaît alors comme un bassin subsident où des rivières déversaient leurs apports. Ce bassin amorçait l'actuelle dépression du lac d'Iseo et son prolongement méridional.

c) La phase orogénique principale est datée du Miocène supérieur dans la plaine.

En plus des arguments apportés par l'étude du Montorfano, la plaine en offre d'autres preuves.

Le pendage des couches au Montorfano qui est de IO - 20°, vers le sud-ouest, montre une déformation postérieure.

Les multiples accidents qui affectent le substratum pré-pliocène de la plaine padane intéressent le Miocène inférieur, l'Helvétien et le Tortonien (figures I2 et I8). Certes le Pliocène est souvent déformé, mais ses déformations apparaissent comme secondaires ou dues à de simples rejeux à côté des accidents pré-pliocènes. Ces accidents sont en général des plis à déversement vers le Sud ou des failles inverses à regard Sud. L'origine alpine de la poussée fini-miocène ne peut être mise en question dans la moitié septentrionale de la plaine. D'une façon générale, les accidents tectoniques sont plus nombreux et plus importants dans la partie orientale ce qui vient

renforcer l'idée d'une surrection de plus en plus tardive d'Ouest en Est, et aussi plus puissante.

Les coupes établies par les géologues de l'A.G.I.P. et publiés par les récentes feuilles géologiques au I/I00.000 de Milano, Treviglio et Brescia sont significatives (figures I3 à I8). A l'Ouest de Milan, de larges plis affectent la série pré-pliocène (bombement arasé de Novare, figure I2). A Milanino, un anticlinal peu marqué de Miocène moyen et inférieur, est cassé en horst par deux failles normales, mais de faible rejet. La transgression pliocène l'a complètement nivelé.

A l'Est de Milan (figure I4), entre Vimercate et Galgagnano, une série de faibles inverses déterminent quatre blocs gauchis et basculés vers le Sud. Le fossé de Galgagnano est un véritable graben. Là seulement, la série miocène, d'une puissance considérable, est complète. Les rejets des failles, difficiles à apprécier, car les coupes ne distinguent pas toujours les différents étages du Miocène ne semblent pas considérables.

A l'Ouest de l'Adda, sur le méridien de Treviglio, une structure monoclinale caractérise la série oligo-miocène coupée par deux failles normales de faible rejet (figure I5). La transgression pliocène a recouvert un relief imparfaitement aplani et a laissé subsister le seuil de Casirate où le sondage de Casirate n° I atteint le Miocène inférieur à - I290 mètres. Au Sud, l'anticlinal de Pandino, déversé vers le Sud et faillé, borde un fossé comblé de Miocène supérieur qui prolonge vers l'Est celui de Galgagnano, indiqué antérieurement. Ce fossé est un trait essentiel des structures profondes de la plaine lombarde. Les couches y sont plissées en synclinal évasé entre les rebords faillés du substratum miocène de la bordure alpine et les anticlinaux (Corneliano, Ripalta, Bordolano) du centre de la plaine. De direction Ouest-Est, il est remarquablement continu entre l'Adda et le Chiese. C'est le synclinal de Crema (AGIP Mineraria, I957).

Au Sud de Montorfano (figure I7), les structures deviennent plus complexes. Une série de plis Ouest-Est, cassés par de nombreuses failles inverses intéressent toute la série oligo-miocène.

L'Helvétien avec un faciès plus détritique qu'à l'Ouest, est fortement faillé. La phase orogénique est fini-miocène et semble avoir fait suite à des mouvements qui ont affecté la bordure des Préalpes. Le nivellement pré-pliocène a été imparfait.

Dans la région de Brescia, domine une tectonique cassante et les rejets sont d'une ampleur plus considérable (figure I7). A Orzivecchi, un véritable horst de Miocène inférieur sépare au Nord, l'Oligocène peu plissé, mais coupé de failles, et au Sud un graben entièrement comblé par les dépôts du Miocène moyen et supérieur. Sur le méridien de Brescia (figure I8), une faille inverse met en contact le Paléogène et le Miocène inférieur au nord de Mortirone. Son rejet est de plus de IOOO mètres puisque l'Oligocène, totalement enfoui dans le bloc abaissé, n'a pas été décelé par les sondages. Mais nous sommes aux abords de la dorsale de Castenedolo et au droit des contreforts préalpins du Bresciano, il n'est donc pas certain que la série oligocène et à fortiori miocène se soit déposée au complet. Une réduction de la sédimentation post-éocène est vraisemblable ce qui ramènerait à des dimensions plus modestes le jeu de la cassure.

Dans l'ensemble de la plaine, mais surtout à l'Est, c'est une tectonique tourmentée, en larges plis faillés avec des rejets importants qui affecte la série miocène. Les mouvements plus tardifs et plus puissants dans les Préalpes orientales en sont la cause et se sont répercutés fortement sur le piedmont. La surrection détermine une régression de la mer qui au Pontien se réfugie dans les grabens méridionaux et le sillon central de la plaine padane. Elle entraina un creusement des vallées préalpines, creusement en rapport avec l'abaissement du niveau de base de la plaine padane. Par la suite, la transgression pliocène et les mouvements tectoniques villafranchiens allaient donner à la partie haute de la plaine ses grandes lignes avant l'arrivée des glaciers quaternaires.

- Les conclusions de l'étude des structures profondes de la partie centrale de la plaine concordent avec les résultats obtenus.

La puissance des mouvements tectoniques fini-miocènes est ainsi confirmée par les résultats des sondages dans la basse plaine du Pô.

A Bordolano (figure I7), un anticlinal faillé d'Helvétien et de Tortonien ramène la base du Pliocène à 2000 mètres. Certes l'accident a rejoué postérieurement comme le montre la déformation du Pliocène, mais l'épaisseur réduite de cet étage prouve que c'était un accident antérieur.

La grande faille de Cremone Ouest-Est, passant à une direction sud-est vers Cremone, dénivelle le Miocène de I000 à 3000 mètres. Avec les failles qui encadrent au sud le bassin de Pavie Voghera, c'est un des accidents majeurs de la plaine padane, en tout cas le principal à l'est de Milan. Au sud de cette cassure, les accidents liés à la surrection ponto-pliocène de l'Apennin septentrionnal sont particulièrement vigoureux et responsables des structures profondes de cette partie de la plaine. La grande faille normale à regard Nord de Cremone est dans la zone de contact entre les influences alpines et apennines. Elle délimite vers le Sud un fossé déterminé au nord par une série de failles ouest-est, dont le dessin n'est pas connu avec précision, la plus importante passe au nord de Galgagnano et au sud de Pandino, longe le synclinal de Crema.

Cette subsidence qui va se poursuivre pendant le Pliocène et le Quaternaire expliquera bien des caractères des accumulations et de la morphologie superficielle des plaines.

III - LE PLIOCENE LOMBARD : CREUSEMENT DES GRANDES VALLEES ET PERSISTANCE DES DEFORMATIONS TECTONIQUES -

I°) le relief pré-pliocène et le creusement des vallées.

Les mouvements tectoniques qui affectent les Préalpes au Miocène et se répercutent avec un léger décalage dans la plaine provoquent une reprise d'érosion. Dans la plaine, les accidents apparaissent imparfaitement nivelés, mais toujours retouchés par l'érosion.

La transgression de la mer pliocène a envahi un relief différencié mais peu vigoureux. Les sondages de l'A.G.I.P. montrent un conglomérat et des lits de galets à la base du Pliocène. Ils sont liés au remaniement des matériaux enlevés par l'érosion aux reliefs pré-pliocènes et à l'action des eaux de la mer plaisancienne.

On remarquera sur les coupes que ceux-ci sont particulièrement abondants sur le sommet des accidents (horsts, anticlinaux). A Castenedolo, la base du Pliocène comporte I50 mètres de sables et de graviers, (Perconig E. I953). La transgression marine a envahi des reliefs qu'elle a contribué à niveler.

Les vallées actuelles étaient-elles déjà en place au Miocène supérieur ? Il y a tout lieu de le penser en considérant la carte des isobathes de la base du Pliocène, publiée par l'A.G.I.P. et les résultats des études géologiques du Pliocène de la bordure alpine. La première montre (figure 20) que les courbes, en particulier l'isobathe de I000 mètres décrivent à la latitude de Treviglio-Castenedolo un crochet marqué vers le Nord à l'emplacement des vallées actuelles : Brembo, Serio, Oglio, Chiese. Il n'en va pas ainsi pour le débouché du lac de Come au droit de cette ville. Cette contradiction n'est en fait qu'apparente et s'explique si l'on fait appel aux conclusions de l'étude des structures oligo-miocènes de la plaine. C'est là que les mouvements tectoniques ont été les moins vigoureux et ont peu dérangé la disposition générale. L'aplanissement en a été par conséquent plus facile et plus rapide.

Surtout l'existence de ces vallées déjà bien creusées à leur emplacement actuel sur le piedmont est prouvée par les dépôts de la bordure préalpine. Vers Come, ils se trouvent à faible profondeur au sud de la ville, à Cadorago (Rossi Ronchetti C., I946) mais aussi dans la dépression Come - Chiasso montrant que la barre de gonfolite était déjà dégagée. On le retrouve au débouché des vallées bergamasques à Villa d'Almé, Paladina, Clanezzo sur le val Brembana, à Albino et à Nese sur la basse vallée du Serio. Il se trouve un peu à l'intérieur par rapport à la bordure des Préalpes tandis qu'à Torre dei Roveri le Pliocène est sur la bordure elle-même. G. Nangeroni (I954) affirme l'avoir rencontré par des sondages sur les bords du lac d'Iseo. Vers le lac de Garde son existence a été établie par S. Venzo (I934) au Monte San Bartolomeo. La mer plaisancienne, au moins dans ce cas pénétrait dans l'actuel bassin lacustre. La transgression a envahi des vallées déjà bien creusées ennoyant leur partie inférieure où elle formait de véritables rias.

D'une façon générale, le Plaisancien présente des faciès argileux (argiles bleues généralement) tandis que l'Astien est sableux ou argilo-sableux (sables jaunes le plus souvent). L'un et l'autre présentent de nombreux témoignages d'un milieu marin peu profond et proche du rivage (nombreux restes végétaux, troncs d'arbres, coquillages....). La ligne de rivage suivait la bordure préalpine avec des indentations à l'emplacement des grandes vallées. Une végétation abondante couvrait les versants, témoignant d'un climat assez chaud et humide. Toutes les observations concordent à ce sujet. P. Gabert a notamment retrouvé dans la région de Varese des troncs de Taxodium tandis que Peola P. (I90I) avait relevé dans le Pliocène du Piedmont, à côté de plantes de climat chaud et humide, des espèces vivant aujourd'hui dans cette région (chênes, bouleaux, peupliers...) L'existence d'un relief déjà élevé, conséquence de la surrection finimiocène, explique cette diversité. Cependant les espèces tempérées plus nombreuses prouvent un climat un peu moins chaud et certainement plus humide que précédemment. Ce changement climatique et la régression marine pré-pliocène expliquent le creusement des vallées ennoyées par la transgression pliocène. L'absence d'études de paléobotanique pour cette partie des Alpes ne nous permet cependant de formuler ces conclusions qu'à titre d'hypothèses.

2°) Subsidence et déformations tectoniques dans la plaine padane.

La subsidence de la plaine padane amorcée très tôt, dès le Crétacé supérieur, s'est poursuivie jusqu'au Pliocène. Il ne s'agit pas, comme l'a démontré P. Gabert (I962), du comblement d'une fosse marine, mais bien d'une accumulation liée à l'enfoncement progressif de cette zone. Les faciès de milieu marin peu profond du Pliocène sont l'argument décisif. Elle peut être appréciée par les cartes des isobathes de la base du Pliocène et du Quaternaire. (figures 20 et 42).

La carte des isobathes de la base du Pliocène, publiée par l'A.G.I.P. donne une idée d'ensemble de la subsidence plio-quaternaire. Elle a été considérable dans le centre de la plaine où la base du Pliocène se trouve entre 2000 et 5000 mètres !. Il est relativement facile de faire la place du Pliocène et du Quaternaire puisque

l'A.G.I.P. a publié une carte de la base du Quaternaire. La puissance de l'accumulation pliocène résultant de la différence entre les profondeurs indiquées sur l'une et l'autre. On s'aperçoit très vite que le Pliocène peu épais dans les vallées ou sur la bordure alpine, voit sa puissance augmenter très rapidement vers le centre de la plaine. Elle est de l'ordre de 1000 mètres sur le parallèle de Milan, et de 2000 à 3000 mètres entre Lodi et Mantoue, dans le synclinal de Cremone. La subsidence prolongée est liée au jeu de la faille de Cremone relevant le rebord méridional tandis que le compartiment Nord s'affaisse progressivement. Dans ce dernier, on a de 3 à 5000 mètres de Pliocène et de Quaternaire, tandis qu'à Casalpusterlengo au sud de la faille de Cremone (coupe I7), le Quaternaire est transgressif sur un anticlinal de Miocène.

Le Pliocène est caractérisé par une déformation d'ensemble liée à la subsidence de la plaine padane et à un jeu continu et lent de la flexure péri-alpine. Ils se poursuivront pendant tout le Quaternaire. Les accidents fini-miocènes ont rejoué faiblement et on note seulement quelques légères ondulations affectant le Pliocène inférieur. Les plus importantes sont les dorsales de Soresina et Bordolano au nord de la faille de Cremone où le Quaternaire repose sur le Pliocène moyen et inférieur. Elles sont évidemment plus importantes au sud de cette ville où le contre-coup des mouvements tectoniques pliocènes de l'Apennin se fait sentir avec plus de vigueur. Le Pliocène y est déformé pardes plis à grand rayon de courbure. Il en est de même dans la basse vallée du Pô, où les failles - plis de la dorsale de Ferrare rejouent pendant le Pliocène et le Quaternaire.

Dans la plaine lombarde, l'un des problèmes posés est l'ampleur des déformations. On peut se demander dans quelle mesure celles-ci sont dues aux mouvements pliocènes et aux déformations postérieures. La base du Pliocène se trouve sur la bordure alpine à des altitudes de 2 ou 300 mètres au-dessus du niveau marin. Près de Bergame, le Pliocène est à 300 mètres à Nese et à Albino, mais près de cette ville, il serait à une profondeur de 100 mètres soit à une altitude absolue de 41 mètres. Vers Treviglio, il est à quelques 1000 mètres sous le niveau marin et à plus de 3000 mètres dans le synclinal de Cremone. Comme la puissance du dépôt croit de l'amont

vers l'aval et que les pendages deviennent plus forts, les déformations ont été importantes dès le Pliocène, avec un jeu de la flexure padane, qui se poursuivra pendant le Villafranchien et le Quaternaire moyen et inférieur.

CONCLUSION

L'évolution que nous venons de retracer peut se résumer de la façon suivante pour les Préalpes lombardes : relative stabilité malgré quelques pulsations tectoniques pendant l'Eocène et l'Oligocène ; au cours de cette dernière période, la mise en place de la chaîne pennique et l'ouverture de la Valteline drainent vers le bassin de Come une quantité importante d'alluvions, mais les Préalpes sédimentaires restent stables ; les mouvements tectoniques reprennent au Miocène inférieur dans la région occidentale (Province de Come) et se développent au Miocène supérieur dans toute la montagne et dans la plaine. La régression pontienne, fixe les rivières préalpines dans leur cours aval, puis la transgression du Pliocène ennoie ce réseau hydrographique. Une telle évolution rappelle celle de la partie occidentale de la chaîne alpine pour le Pontien et le Pliocène, décrite par G. Denizot (1952) et les conclusions des études menées grâce au Géomède I le long des côtes de la Méditerranée occidentale par L. Glangeaud (1967). Cependant en fonction de leur situation et de leurs caractères particuliers, les différentes régions de la Méditerranée ont eu des réactions propres. Mais elles participent bien au même ensemble, démontré par une concomitance des différents phénomènes. Celle-ci devait se poursuivre avec la "crise villafranchienne" et les glaciations quaternaires.

CHAPITRE 4

LES PROBLEMES GENERAUX DE LA TECTONIQUE DES PREALPES LOMBARDES ET LEURS IMPLICATIONS MORPHOLOGIQUES

On ne peut ramener les accidents tectoniques à quelques types de structure simple, chaque zone présentant des caractères particuliers par sa structure et son évolution morphologique. Les phases tectoniques principales (Crétacé, Oligocène, Miocène puis au Villafranchien) ont affecté avec une intensité diverse et un certain décalage chronologique les différentes parties des Préalpes : les structures sont le résultat de ces différentes phases, séparées par des périodes de calme orogénique. La phase orogénique villafranchienne, le creusement des vallées au Ponto-Pliocène et surtout les glaciations quaternaires ont puissamment modelé le relief. Cependant le problème de l'évolution pré-pliocène est posé par l'existence d'importantes masses charriées ; dans quelles conditions celles-ci se sont-elles mises en place ? et là-même n'offrent-elles pas un élément appréciable pour la connaissance de la paléogéographie des Préalpes ? A travers cette question on en voit apparaître d'autres : en est-on arrivé à une conception d'ensemble satisfaisante de la structure des Préalpes dans le cadre alpin ? Pourquoi et comment le style de klippes et de nappes prédomine t-il dans les Préalpes ? Quels sont les différents types de structure ? Quand ces mouvements ont-ils eu lieu ?

I - LES CONCEPTIONS D'ENSEMBLE DE LA STRUCTURE DES PREALPES.

La présence de grandes masses charriées pose le problème de la structure générale des Préalpes. Les théories des grandes nappes de charriage élaborées dans les Alpes suisses et françaises

furent appliquées aux Préalpes. On les fit entrer tant bien que mal dans l'ensemble alpin.

I°) La théorie des nappes appliquée aux Préalpes lombardes : ses insuffisances et ses contradictions.

Elles s'insèrent dans le cadre tracé par R. Staub et P. Termier. Les Préalpes lombardes sont le "traineau écraseur" venant comprimer le géosynclinal alpin : il en résulte un déferlement des nappes vers le Nord. Le schéma est bien connu, mais il implique l'existence et la recherche des racines des nappes supérieures au sud de la ligne insubrique. C'était aussi poser un postulat qui rendait bien difficile l'explication des déversements vers le Sud, et faire d'un mouvement du socle du Sud vers le Nord le moteur unique de l'orogénèse. C'était considérer les accidents Ouest-Est du socle orobique comme des lignes séparant les racines des nappes alpines, les charriages et les contacts anormaux nombreux dans la partie sédimentaire comme les points de départ des nappes alpines supérieures. Ces idées furent appliquées aux Préalpes lombardes pendant les années 1920-1940, par les géologues de Leyde qui virent généralement une structure extrêmement complexe dans les Alpes orobiques et leur bordure : une quantité de nappes, souvent difficiles à démêler, y prenaient le départ et au prix de difficiles circonvol utions se dirigeaient vers le Nord. On en trouvera un exemple dans les travaux de Wennekers J.H.L. (1932) pour qui le plissement des Alpes bergamasques résultait d'un renversement des plis issus de la racine des nappes. La complexité des structures aboutit à distinguer charriage et surcharriage (opschiving et overschiving), des mouvements vers le Nord, des plis en arrière ou en retour (retroscorimento, terugschiving), dirigés vers le Sud et dont l'explication s'avérait particulièrement malaisée. La synthèse de L.U. de Sitter (1949) n'abandonne d'ailleurs pas entièrement une telle conception, notamment dans l'explication des structures de la haute vallée du Serio dont nous avons montré les insuffisances (M. Chardon, 1968). Du côté italien, si C. Porro (1903) avait critiqué la multiplication des nappes dans la région du Pizzo Tre Signori, G.B. Cacciamali adoptait les idées en cours et considérait les Préalpes

sédimentaires comme un empilement de nappes déversées vers le Sud par suite de l'obstacle créé par les nappes poussées vers le Nord. Il distingue une série de nappes qui apparaissent comme reliant des éléments ou des accidents très différents et sans continuité.

Sans entrer dans une discussions sur la valeur des constructions élaborées par les partisans des grandes nappes de charriages du point de vue de la tectonique d'ensemble des Alpes, elles ont été résumées très succintement car elles ont été le point de départ d'un certain nombre de reconstitutions géomorphologiques de l'évolution des Préalpes lombardes.

Elles impliquent d'abord l'existence d'une phase paroxysmale d'âge oligo-miocène mettant en place l'édifice alpin. Certes, on envisage des mouvements postérieurs, mais il s'agit de simples réajustements. A partir du volume montagneux ainsi créé, l'érosion aurait travaillé très rapidement pour façonner des surfaces d'érosion dont la plus élevée correspondrait à la ligne des crêtes, c'est la notion de surface des sommets ou Gipfelflur des auteurs de langue allemande appliquée aux Préalpes lombardes par G. Nangeroni, C. Saibene, M. Vanni, S. Venzo dans différentes régions. En contrebas de celle-ci s'établissent des niveaux cycliques d'âge plus récent (Miocène, Pliocène et même Quaternaire). Il est bien difficile d'établir une corrélation entre les différents auteurs et l'étude régionale montrera dans chaque cas qu'ils correspondent soit à de pures vues de l'esprit, soit à des replats structuraux ou glaciaires. Mais comme l'a montré l'étude des formations d'âge secondaire et tertiaire, l'orogénèse alpine est beaucoup plus ancienne et le soulèvement de l'édifice s'amorce dès le Crétacé supérieur dans cette partie des Alpes avec apparition du substratum paléozoique (chapitre 2). Une phase importante prend place à l'Oligo-Miocène dans les Alpes internes, puis dans les Préalpes et la bordure padane au Miocène supérieur, à laquelle feront suite après le creusement pliocène, les mouvements villafranchiens. La mise en place des Préalpes n'a pas été le fait d'une phase unique mais de mouvements discontinus, plus ou moins puissants selon le temps et le lieu.

Si les conglomérats de Come (gonfolite de Come, chapitre 3) prouvent bien une intense érosion et la mise en place des Alpes internes, ils ne sont pas un argument pour l'hypothèse d'une pénéplanation.

Un autre argument est l'absence de faciès grossiers dans la série oligo-miocène de la plaine padane en bordure des Préalpes à l'est de Lecco. D'après la théorie des nappes, l'orogénèse oligo-miocène aurait mis en oeuvre au moins toute la série sédimentaire secondaire, c'est-à-dire au bas mot, quelques 4 à 5000 mètres. C'est demander à l'érosion post-oligocène et à fortiori post-miocène un travail considérable. L'élaboration de vastes surfaces d'érosion dans l'Europe post-hercynienne a demandé un laps de temps beaucoup plus long, et celles développées au début du Tertiaire ou même au milieu de cette ère sur les pourtours des bassins sédimentaires de l'Europe occidentale ou centrale s'est effectuée aux dépens de reliefs infiniment moins vigoureux. Les dépôts de la plaine du Pô hormis la gonfolite de Come, ne prouvent aucunement la destruction d'un relief très élevé. Force est bien de conclure que l'idée d'un énorme édifice dû aux mouvements tangentiels générateurs des nappes alpines ne peut être soutenue. La construction de l'édifice préalpin de Lombardie est due à des mouvements orogéniques à la fois plus anciens et plus récents. Une meilleure connaissance de la structure des Préalpes lombardes n'est pas favorable à une telle hypothèse, et s'est imposée progressivement l'idée que les masses charriées sur une distance plus ou moins grande (au maximum ici une trentaine de kilomètres) étaient à mettre en rapport avec un écoulement par gravité.

2°) La tectonique des glissements par gravité.

Lorsque les géologues néerlandais entreprirent l'étude de la zone sédimentaire des Préalpes lombardes et en établirent les cartes géologiques détaillées, ils s'aperçurent qu'il existait de véritables nappes ayant glissé du Nord vers le Sud, (Grigne, Arera, Presolana). Leur position était telle qu'il était bien difficile, pour ne pas dire impossible de les enraciner sur place. On eut alors recours à la notion déjà citée de plis en arrière ou en retour (retroscorrimento, terug-schiving) pour finalement adopter celle de nappes (De Sitter L.U., 1949).

A cet égard, l'exemple des Grigne a été le point de départ décisif pour une interprétation des structures du reste des Préalpes. Le décollement de la couverture sédimentaire et son glissement vers le Sud sont apparus comme le moyen le plus approprié pour rendre compte des accidents de détails, d'aspect souvent désordonné qui affectent la série triasique. Elle coincida avec une prédominance donnée aux mouvements verticaux dans l'orogénèse de l'arc alpin (P. Fallot, I950 ; Van Bemmelen, I955 ; De Jong K.A., I967).

En dehors des arguments stratigraphiques (présence de plans de glissement), et du fait qu'elle recourt à des mécanismes simples, l'explication des charriages par l'effet de la gravité lève les objections faites précédemment aux théories des nappes. Les masses charriées ne comportent que des terrains du Trias (dolomie d'Esino et dolomie principale essentiellement). Le Trias supérieur, le Lias et le Jurassique ont disparu ainsi que le Crétacé (cf. chapitre 2). Nous avons émis l'hypothèse qu'une partie de la couverture sédimentaire s'était peut-être déplacée dès le Crétacé en fonction de la subsidence de l'Albenza. Celle-ci toutefois ne s'applique qu'à la partie occidentale des Préalpes. A l'Est du Serio, les mouvements orogéniques crétacés ont été moins puissants et les glissements en masse n'affectent que des terrains du Trias, recouvrant des terrains triasiques. Si les calcaires anisiens charriés et formant de petits klippes comme le Monte Cavallo ont subsisté depuis leur mise en place, on ne conçoit pas comment les calcaires et les marnes du Lias et Jurassique ne se retrouvent pas actuellement charriés eux aussi. Quelques lambeaux au moins auraient été préservés par l'érosion. Il n'en est rien et c'est pourquoi nous admettrons que la couverture sédimentaire postérieure au Trias moyen avait été enlevée entre le Crétacé supérieur et la mise en place des masses charriées, dans la partie actuelle des Alpes orobiques et des Préalpes calcaires les plus élevées. C'est tout à la fois accorder un délai plus long à l'érosion pour accomplir son travail de démantèlement et lui attribuer un travail plus modeste puisque cette hypothèse exclut la destruction des grandes assises de calcaires dolomitiques du Trias inférieur et moyen. Il est logique de penser qu'au cours de cette période entre les deux phases orogéniques principales (Crétacé supérieur et Miocène moyen et supérieur) elle aurait déblayé les assises de marnes, calcaires marneux, du Rhétien inférieur et moyen,

les calcaires et les marnes du Jurassique et du Crétacé. Mais elle aurait buté sur les assises plus résistantes des dolomies du Trias.

Cette argumentation repose sur une analyse des données structurales des Préalpes. Peut-il en être autrement ? Celles-ci ont l'avantage d'être sûres tandis que la connaissance des systèmes morphoclimatiques pré-pliocènes de cette partie des Alpes pour le Tertiaire est incertaine. On ne peut dès lors envisager de calculer cette érosion. Les sédiments de la plaine du Pô pourraient apporter un élément d'appréciation, mais on ne connait pas la base des couches éogènes, hormis en quelques rares points de la bordure. Rien ne prouve qu'à ce moment les bassins hydrographiques étaient les mêmes qu'aujourd'hui, ni que les Alpes connaissaient toutes le même climat. Une telle tentative réalisée par P. Gabert I960) pour le Pliocène et le Quaternaire se concevait compte tenu de nos connaissances plus précises de ces deux périodes, mais elle était plus aventurée dans ce cas.

L'application de la tectonique de glissement par gravité aux Préalpes lombardes, et généralisée à des structures considérées encore par L.U. de Sitter (I949) comme des racines de nappes déversées vers le Nord, modifie la conception des Préalpes lombardes. Les accidents de la chaîne orobique séparent des blocs soulévés et basculés vers le Sud, et doivent être considérés comme des failles inverses. Il est vain de rechercher les nappes auxquelles ils pourraient se rattacher. La chaîne orobique devient la zone de surrection ou de tectogénèse primaire, (Van Bemmelen, I955) : la couverture permienne, rigide et dépourvue d'assise plastique, est restée accolée au socle métamorphique, faisant corps avec lui. Des placages de Servino ont parfois pu subsister sur quelques surfaces élevées, ou pris sous la faille inverse du bloc soulevé et chevauchant.

La couverture sédimentaire a glissé vers le Sud, et cette tectogénèse secondaire ou gravitationnelle intéressant les couches triasiques implique certaines conditions.

II - LES CONDITIONS GENERALES D'UNE TECTONIQUE DE GLISSEMENTS PAR GRAVITE ET SES IMPLICATIONS MORPHOLOGIQUES -

On a jusque là employé les termes de glissements et des masses charriées, mais écarté ceux de décollement et de plissement. C'est qu'il s'agit toujours dans les Préalpes lombardes de masses sédimentaires de dimensions très variables (entre une dizaine de mètres et 7 kilomètres) se trouvant maintenant loin de leur zone d'origine en position anormale sur le substratum autochtone. Les distances entre ces masses charriées et leur point de départ sont au minimum de IO kilomètres. On ne peut donc les assimiler aux massifs préalpins français. Le décollement de la zone d'origine n'est qu'un "souvenir". Le rattachement à telle ou telle patrie d'origine s'avère relativement imprécis. La rigidité du matériel calcaire du Trias et son épaisseur (chapitre 2) ont empêché tout pli dans la masse, mais favorisé des cassures, avec chevauchements dans les masses les plus importantes. Il est donc justifié de parler de glissements en masses de plus ou moins grande dimension (bien que l'on puisse difficilement évaluer leur importance primitive) ce qui suppose des conditions de mise en mouvement et de déplacement différentes de celles d'un écoulement par gravité typique, tel celui de la nappe de flysch de l'Ubaye Embrunais.

I°) Absence de continuité et d'unité de structure entre les différentes masses charriées.

a) Absence d'unité lithologique.

Les masses charriées des Préalpes ne concernent pas toutes le même matériel, ni de la même façon. Les Grigne sur le lac de Come comportent des assises sédimentaires allant du Servino werfenien à la dolomie d'Esino, avec quelques lambeaux de Raibler. Il en est de même pour le groupe Concarena - Pizzo Camino au sud du Val di Scalve, mais la dolomie principale du Norien est absente. Par contre, le Resegone, le Monte Due Mani, la Cima Muschiada, le Corno Zuccone, le Zuc di Maesimo, le chevauchement bordier de la rive occidentale du lac de Garde n'intéressent que la dolomie principale et une semelle de la formation du Raibler, le plus souvent laminée. La Presolana, le Monte Secco,

la Cima Arera, le Corno del Bruco, les Monti di Paio sont constitués de calcaires dolomitiques d'Esino, reposant sur une faible assise de schistes de Wengen ou de calcaires de l'Anisien. Ces derniers forment les masses charriées situées au sud de la Val Trompia (Monte Visigno, Ario Pezzeda, Corna Blacca, la Cima di Timogno et quelques masses isolées). On est donc en présence soit de masses importantes comportant plusieurs assises lithologiques (Grigne, Concarena, Camino...) soit de blocs monolithiques de calcaires d'Esino (Corno del Bruco par exemple) ou de dolomie principale (Zuc de Maesimo, Resegone) avec une gamme de cas intermédiaires où sous la masse calcaire les assises plus tendres sont plus ou moins importantes (Presolana, Arera, Secco).

L'ensemble de ces charriages vu cette absence de continuité et d'unité de structure ne peut être considéré comme une nappe unique démantelée par l'érosion, mais comme une série discontinue d'éléments distincts, ayant agi séparément et plus ou moins attaqués par l'érosion en fonction de leur structure et de leur position. Il existe cependant des liens entre certaines de ces nappes : ainsi les Corni di Nibbio, sur le flanc oriental de la Grigne méridionale montrent-ils clairement que les dolomies du Norien du Monte Due Mani et du Resegone étaient la couverture du groupe des Grigne : mais c'est un cas unique. Il est impossible plus à l'Est (Val Taleggio) vu d'individualisation de chaque bloc charrié d'établir des rapports identiques.

L'ampleur variable des déplacements, la diversité des structures et du matériel lithologique conduisent à envisager différents groupes : Grigne et Resegone à L'Ouest ; klippes du haut Val Taleggio ; klippes du haut Val Canale, masses charriées entre Val Seriana et Val di Scalve, nappes de la Concarena. Camino ; klippes du Val Trompia, chevauchement du lac de Garde. Chacun de ceux-ci présente une certaine unité et permettra de poser dans l'étude régionale des problèmes propres.

b) Diversité des altitudes du plan de charriage.

Il n'existe aucune similitude dans l'altitude du plan de charriage des différents klippes ou nappes, mais des différences considérables. Si près du lac de Come le plan de charriage des Grigne se

trouve à l'altitude 200 mètres et même moins, l'extrémité méridionale du Resegone a le sien entre 800 et I200 mètres, celui du Corno del Bruco est entre I000 et I600 mètres, le Monte Sodadura est à plus de I600 mètres, de même que l'Arera. Celui de la Presolana et du Ferrante s'étage entre 2000 et 800 mètres. On pourrait multiplier les exemples. La diversité des cas reflète la complexité de la mise en place à laquelle trois facteurs peuvent fournir une explication.

I) La mise en place s'est faite à des moments différents.
2) Elle s'est faite dans des conditions différentes.
3) Des mouvements postérieurs ont dénivelé les différentes zones et sont responsables de ces inégalités.

Les trois solutions ne sont pas exclusives les unes des autres. La mise en place de ces masses est fonction du soulèvement du socle orobique et des Préalpes sédimentaires. Celle-ci s'est échelonnée dans le temps pour les différentes parties des Alpes. La diversité des situations milite en faveur de la seconde hypothèse, mais les dénivellations actuelles prouvent que des mouvements postérieurs et parfois contemporains de la mise en place des charriages sont indéniables. Si celle-ci peut être attribuée à la forte surrection fini-miocène (chapitre 3) il semble bien que l'on doive attribuer des déformations verticales à la phase villafranchienne. Une étude des conditions générales impliquées par ces glissements permettra de préciser nos conceptions.

2°) Les conditions d'une tectonique de glissements en masses par gravité et ses implications.

Les glissements en masse des Préalpes lombardes supposent en dépit de leur diversité, un certain nombre de conditions lithologiques, tectoniques et topographiques qui sont riches d'enseignement sur l'évolution morphologique de la zone préalpine.

a) L'existence de plans de décollement des masses charriées -

L'étude de la série sédimentaire triasique (chapitre n° 2) a montré la présence de deux horizons susceptibles de jouer le rôle de plan de décollement du fait de leur plasticité, les schistes du Servino et les gypses et marnes du Raibler . Sur chacune, une puissante masse de calcaires et de dolomies de quelques 1000 mètres s'est trouvée en déséquilibre dès qu'un certain pendange a été atteint. Ces considérations expliquent que les masses de calcaires d'Esino ou de l'Anisien, et la dolomie principale constituent les masses charriées. Aucun phénomène comparable ne pouvait se produire dans la série sédimentaire postérieure au Trias.

b) Une surélévation de la zone d'origine s'accompagnant d'une poussée tangentielle.

Le glissement de la couverture triasique des Alpes orobiques sur la zone sédimentaire suppose également la surrection du socle métamorphique et permien en tout premier, et que les mouvements tectoniques relevant les Préalpes sédimentaires soient postérieurs. Autrement dit, cela implique que l'effort orogénique qui s'est déplacé d'Ouest en Est (chapitre 3), ait agi successivement du Nord au Sud. Mais cela ne signifie nullement que les mouvements cessent immédiatement dans la chaîne orobique.

Le style tectonique du massif orobique est un facteur favorable à un glissement en masses de la couverture. Une tectonique de failles normales déterminant une série de horsts et de grabens aurait maintenu la couverture sur place soit coincée au fond des fossés tectoniques, soit perchée sur les blocs soulevés, mais n'aurait permis que des décollements de faible ampleur aboutissant au bourrage des points bas. Des blocs se chevauchant par des failles inverses à regard Sud, ont non seulement créé la dénivellation et la pente susceptible d'entrainer le départ des assises triasiques, mais encore ont donné l'impulsion première au départ des masses sédimentaires en position instable. Celles-ci se sont écoulées selon l'image classique de la "pile de livres en déséquilibre", l'élément le plus haut étant entrainé

le plus loin. Les choses se sont toutefois déroulées à un rythme plus lent et si vers Lecco les masses supérieures de dolomie principale du Resegone et du Due Mani sont déplacées vers le Sud-Ouest par rapport aux Grignes, les masses de dolomies d'Esino et du Norien sont sensiblement à la même hauteur dans le haut Val Taleggio. C'est donc bien que le glissement s'est effectué en fonction de la dynamique propre à chaque bloc, de la pente et de la masse.

c) Le problème du plan de glissement -

Une fois le processus de glissement enclenché, il a fallu que celui-ci se poursuive, c'est à dire que les masses en mouvement trouvent devant elles une pente suffisante et un relief aplani, ou relativement aplani. Si celui-ci avait été aussi diversifié, inégal que le relief actuel, il est bien certain que les déplacements n'auraient pu s'effectuer sur un long parcours, mais que les masses se seraient fracturées avant de combler la première entaille du relief. Rien n'implique l'idée d'un aplanissement parfait ni continu, ni que celui-ci ait une pente particulièrement forte. Cette dernière étant créée par le soulèvement orobique. Il est nécessaire cependant de concevoir une surface de glissement peu accidentée dans un certain nombre de cas.

Les tectoniciens ont montré que plus la masse en glissement est importante plus la pente nécessaire à son déplacement est faible. J. Goguel (1965) estime que pour une série sédimentaire de 1000 mètres reposant sur une assise gypsifère il faut une pente de 11°, mais de 3°5 seulement si la série atteint 3000 mètres de puissance. Le premier cas correspond aux conditions lithologiques des Préalpes lombardes (1000 mètres de dolomies sur une centaine de mètres de schistes et de gypse). La valeur de 11° a dû être obtenue aisément par le soulèvement du socle créant une pente Nord-Sud. Elle a été sans doute fréquemment dépassée dans les Préalpes où les assises de glissement ne sont pas constituées entièrement par du gypse, mais souvent par les matériaux moins plastiques (schistes, marnes...), pour le Raibler plus que pour le Servino. L'étude, d'après les cartes topographiques et géologiques, des plans de charriages et de leur pente actuelle n'offre pas d'intérêt car leur situation actuelle a été largement influencée par les mouvements

tectoniques contemporains et postérieurs à la mise en place, par le creusement plio-quaternaire du relief.

Le chapitre 5 montrera que les brèches des hautes vallées doivent être mises en rapport avec les derniers mouvements tectoniques de la phase villafranchienne. L'exemple de la Presolana et des conglomérats du bassin de Clusone va dans le même sens (M. Chardon, 1970). La présence de la Corna Mozza, dans la moyenne vallée du Torrent Dezzo, qui doit être rattachée à la masse de la Presolana, ne peut s'expliquer que par un glissement lorsque cette vallée était déjà en voie de creusement, au début du Pliocène. Le mouvement de glissement vers le Sud ne s'est donc pas fait en une seule fois et s'est échelonné dans le temps, depuis le Miocène moyen ou supérieur où il a bénéficié d'un aplanissement relatif élaboré précédemment et le villafranchien terminal. Les choses se conçoivent d'autant mieux si l'on pense que ces mouvements se sont effectués avec une certaine lenteur, mais avec continuité. Pendant ce temps, les variations climatiques plio-villafranchiennes modifiaient le relief, et avec les mouvements tectoniques, conditionnaient les derniers moments de la mise en place.

L'étude des conditions nécessaires au glissement en masse est riche d'enseignements pour la connaissance de l'évolution passée du relief. L'aplanissement qui a servi de plan de glissement n'était pas parfait et s'est modifié au cours des temps. En choisissant ce terme plutôt que celui de surface, nous avons voulu marquer qu'il s'agissait plus d'une notion de relief que d'une idée de développement spatial continu. Ces conclusions rendent caduque la présence de surfaces d'érosion miocènes ou antérieures sur les sommets de la chaîne orobique et des principaux massifs préalpins charriés (Grigne, Concarena...), puisque pour les premiers le départ des nappes doit être placé au milieu ou à la fin de cette période. Les masses déplacées ont été profondément modelées par la tectonique et l'érosion plio-quaternaire, intense en altitude du fait du refroidissement. Les traces d'aplanissement ancien doivent être recherchées non dans la haute montagne, mais à la base des masses allochtones et dans la partie méridionale des Préalpes. Cette phase miocène est à mettre en rapport

avec un soulèvement général des Préalpes et de leur bordure padane qui se traduit par une régression marine pré-pliocène importante (chapitre 3).

III - TYPES DE STRUCTURES DUES A LA TECTONIQUE D'ECOULEMENT EN MASSES SOUS L'EFFET DE LA GRAVITE -

Toutes les masses charriées ne présentent les mêmes dimensions, ni la même structure. Certaines constituent des volumes montagneux importants (Grigne, Concarena, Presolana) d'autres un relief modeste (Cavallo, Corno del Bruco, Sodadura). Elles correspondent à des structures et à une mise en place différentes. Trois cas peuvent être distingués : les grandes masses dues à un glissement qui n'a que peu affecté leur homogénéité, des masses de dimensions moyennes ou importantes dues au glissement secondaire d'une partie importante du matériel d'une nappe principale qui s'est disloquée elle-même sous l'effet d'un écoulement par gravité de certains de ces composants, et enfin des masses de faible volume ayant glissé de leur propre mouvement.

I°) Les grandes masses homogènes (figure 21)

Ce sont des masses de sédiments du Trias inférieur (Grigne, Camino, Concarena) ou de dolomie principale (charriage de la bordure occidentale du lac de Garde) ou de calcaires de l'Anisien (Val Trompia). Les Grigne peuvent en constituer l'exemple le plus typique, notamment la Grigne Nord. L'ensemble du massif se compose de trois masses charriées du Sud au Nord, Coltignone, Pizzo d'Erna, Grigne méridionale, Grigne septentrionale (cf. de Sitter L.U. 1949) formant trois écailles superposées l'une sur l'autre du Nord au Sud, et sur un soubassement autochtone très déprimé qui n'apparaît que sur les rives du lac de Come et en Valsassina. L'ensemble n'est touché que par des dislocations (failles de faible rejet) d'importance secondaire.

La Grigne Nord est une écaille de structure synclinale venue chevaucher après rupture de la couverture sédimentaire, la Grigne méridionale de structure monoclinale. Celle-ci entre en contact de façon identique avec le Coltignone (figure 2I). Elles constituaient la couverture des Alpes orobiques au nord de la Valsàssina : Monte Muggio, Cimone di Margno, Legnone. Un soulèvement particulièrement puissant provoqua le glissement en masse de la couverture sédimentaire qui décolla grâce à la présence des schistes du Servino et des cargneules de Bovegno (cavernous dolomite). Ces couches furent littéralement mylonitisées, une partie restant accolée au socle, l'autre constituant la semelle des nappes. La zone orobique se souleva en une série d'escaliers séparés par des failles inverses, dont le plus élevé se trouvait être le plus septentrionnal et sa couverture glissa sur celle du précédent en même temps qu'un décollement général entraînaît vers le Sud les trois masses se chevauchant. L'énorme masse de sédiments ainsi constituée formait un bloc dont le poids considérable fut le facteur essentiel d'un mouvement de grande ampleur. Celui-ci entraina sur une distance de I5 à 20 kilomètres la série sédimentaire. La forte dénivellation créée par la surrection des Alpes orobiques permit un tel glissement vers une zone déprimée. La surcharge ainsi provoquée fut responsable à son tour d'une subsidence accélérée par un phénomène d'isostasie., l'enfoncement du Substratum est maximum à l'emplacement de la Grigne Nord, où les sédiments allochtones dépassent 2500 mètres de puissance.

La lithologie est favorable à la conservation de masses homogènes après la rupture de la couverture triasique en trois blocs. Les calcaires d'Esino dont la puissance avoisine les I000 mètres forment une armature solide et résistante. La plasticité de son soubassement (I00 mètres de schistes et 50 mètres de cargneule, les calcaires marneux noirs de l'Anisien font de I50 à 200 mètres) ont contribué à donner à la Grigne Nord sa structure en lourd synclinal. Les couches tendres de la base du massif se sont modelées en fonction du substratum imposant un pendage à la fois au nord et au sud (bombement de la Valsàsinxa et butée de la Grigne Sud) et aussi de la masse de dolomie en son centre. Les pendages créent alors des conditions favorables à une évolution du relief due à l'érosion différentielle et au dégagement des formes structurales. C'est sous l'action de la gravité que la Grigne Nord est venue chevaucher la Grigne Sud, ainsi l'écoulement

est-il bien responsable des structures. Avec moins d'ampleur, la Concarena et le Pizzo Camino offrent des cas similaires, mais le grand charriage de la dolomie principale du Norien à l'ouest du lac de Garde attribué par K.A. Le Jong (1967) a une tectonique par gravité a laminé les couches de Raibler.

2°) Les masses charriées par glissement secondaire (figure 22).

Les masses sédimentaires glissant sous l'effet de la gravité ne comportent pas toujours une structure aussi simple que celle de la Grigne septentrionale. La diversité lithologique du Trias inférieur intercale parfois entre les calcaires noirs de l'Anisien et les calcaires dolomitiques, une couche schisteuse (schistes du Wengen de L.U. de Sitter ; formation de Wengen des géologues italiens). Celle-ci peut être à l'origine d'un décollement secondaire de la partie supérieure de la masse en voie de glissement. Les calcaires de la partie supérieure de la nappe sont, du fait de leur perchement au sommet de la masse, les plus sollicités par la pesanteur. Inversement la partie inférieure ou semelle, est du fait de sa position, la moins sollicitée, de plus les frottements résultant du déplacement ont tendance à réduire le mouvement de glissement vers le bas. Il va résulter de cette contradiction des tensions dans la masse considérée qui font que les calcaires d'Esino vont se détacher de leur substratum allochtone pour glisser indépendamment, mettant à profit l'assise intercalaire relativement plastique des schistes du Wengen. Un tel décollement ne se produit que sur des pentes fortes car avec la pente s'accroît l'effet de gravité et le déséquilibre de la partie supérieure. Libérée par un décollement secondaire de la masse qui la faisait glisser par gravité, la partie inférieure perd le poids qui l'entraînait sur la pente et va s'arrêter, d'autant qu'elle se trouve bloquée plus bas par la partie supérieure qui l'a devancée dans le mouvement.

L'application de ces principes permet de rendre compte des structures de la Cima di Timogno et du Monte Pare dans la vallée de Valzurio. L'ensemble du Trias allochtone, du Servino au Raibler, sollicité par une forte pente, glissait du Nord vers le Sud. La masse de

plus de 1000 mètres de calcaires d'Esino et du Raibler s'est trouvée en déséquilibre et a glissé plus rapidement que la base d'autant que la pente est forte (16° en moyenne mais plus vers la vallée de Valzurio). Alors que les calcaires d'Esino continuaient leur mouvement vers le Sud et allaient buter contre l'escarpement de Clusone, les calcaires anisiens sont restés perchés à 2000 mètres d'altitude. Les contacts anormaux de toute la série du Trias inférieur échelonnés tout le long d'une pente s'expliquent sans que l'on doive enraciner des nappes et conclure à des charriages et surcharriages de sens Sud-Nord.

3°) Les masses de faibles dimensions charriées par glissements différenciés sous l'effet de la gravité (figure 23).

Les dislocations affectant les masses au cours de leur glissement peuvent aboutir à un véritable morcellement de la masse initiale et à un éparpillement des blocs glissant alors chacun en fonction de leurs caractéristiques (masses et nature de la semelle plastique) et de la pente. Le résultat en est une série de klippes de nature lithologique différente, comme on peut les observer dans le Val Taleggio. La dolomie principale qui formait la partie haute de la masse en mouvement, constitue maintenant les klippes les plus au Sud (Corna Zuccone), tandis que les calcaires d'Esino en masses plus importantes (Corno del Bruco, Alben) se trouvent presque à la même hauteur. L'Anisien là aussi, est resté en retrait et constitue le Monte Sodadura. Nous ne pensons pas que l'on doive rattacher le Zuc de Massimo et le Corno Zuccone aux charriages de la Cima Muschiada et du Resegone, car composés de dolomie du Norien, et considérer les autres éléments comme les restes d'une nappe (Salzana thrustsheet de L.U. de Sitter, 1949). Si les faciès lithologiques montrent une similitude avec ceux des étages correspondants de l'extrémité orientale de la Grigne Nord et dénotent ainsi une origine très voisine, les rapports structuraux avec le soubassement autochtone prouvent que chaque élément s'est comporté individuellement. En Valzurio, ils reposent en discordance sur le substratum par la seule couche qui constitue la base de la dolomie principale ou du calcaire d'Esino. Elle est laminée par le charriage, particulièrement à l'extrémité la plus basse ;

les possibilités d'évolution par érosion différentielle profitant du pendage sont très réduites. Lorsqu'elles reposent sur des terrains calcaires ou dolomitiques, elles font corps avec lui, l'évolution est lente car il n'y a pas de déchaussement à la base.

IV - LES CHARRIAGES DE LA ZONE VALZURIO - VAL NEMBO : DISCONTINUITE SPATIALE ET CHRONOLOGIQUE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES (figure 24).

I°) Analyse des données lithologiques et structurales.

La région située entre la haute vallée du Serio et le Val di Scalve est une des plus complexes. Les géologues hollandais (Krol G.L., I939 ; Weeda J., I936 ; Swolfs H.C.A., I936) y avaient vu des empilements de nappes et de glissements en retour. La carte de L.U. de Sitter (I949) simplifiait énormément ces conceptions. De Jong K.A. (I968) et nous-mêmes (I968) avons interprété ces structures comme dues à un glissement par gravité des masses en position anormale. Le moment est venu de faire le point car il nous permettra de préciser toute l'évolution du relief.

a) En Valzurio, deux charriages de grande ampleur.

Deux grands ensembles charriés de nature tout à fait différentes reposent sur le substratum autochtone (calcaires d'Esino, Raibler). A l'Ouest, la masse principale comporte toute la série du Trias inférieur, du Servino au Raibler et forme un ensemble continu qui constitue le Monte Cornu, la Cima di Timogno, le Monte Paré, le Monte Campo. A l'Est, le Monte Ferrante et la Presolana ont une semelle de schistes du Wengen (Ladinien inférieur) que surmontent les calcaires d'Esino. On doit leur rattacher quelques klippes de petites dimensions de calcaires d'Esino au sud du Ferrante. Les pendages vers le Sud-Est indiquent clairement un mouvement dans cette direction, tandis qu'il est vers le Sud, Sud-Ouest pour le groupe occidental. Par leur composition comme par leur nature, elles apparaissent comme deux masses distinctes ayant évolué séparément.

b) Dans la Valle Nembo : deux klippes intéressants.

Au Nord du Monte Ferrante, dans le bassin hydrographique du Torrent Nembo, l'énigmatique klippe de calcaires noirs (Anisien ?) du Cavallo se trouve à 1600 mètres d'altitude, soit à 3-400 mètres en dessous du plan de charriage du groupe Ferrante-Presolana. Aucune corrélation ne peut être établie, d'autant que ces deux grands massifs sont dépourvus de calcaires anisiens.

Plus étrange encore est la position de masses de calcaires d'Esino, de faible importance, dans la Valle Nembo au nord de Pezzolo que nous a révélée R. Zambelli. Situés à 1200 mètres d'altitude, ils ne peuvent être mis en rapport avec les autres éléments charriés et doivent être considérés individuellement comme s'étant mis en place quand la vallée du Nembo était déjà creusée.

2°) Discontinuité des masses charriées et continuité des mouvements tectoniques du Miocène supérieur au Villafranchien.

Ces observations montrent à l'évidence qu'il est impossible de faire des différentes masses un ensemble unique. Elles se sont mises en place à des moments différents et en fonction d'un relief différent. Le glissement des masses les plus hautes a pris place avant le creusement des hautes vallées du Serio, de ses affluents, et du Nembo. Les plus basses sont contemporaines de ce creusement.

a) un aplanissement antérieur d'âge Miocène.

Un relief aplani est nécessaire au glissement d'une masse de roches du volume des nappes du Ferrante ou de la Cima di Timogno. Si celui-ci était tant soit peu accidenté, les résistances au mouvement seraient telles qu'elles provoqueraient des tensions génératrices de dislocations dans les masses déplacées. Or ce n'est le cas ni de celle de Timogno, ni de la partie supérieure de celle de la Presolana. En fait, que peut on voir sur le terrain ? Une bonne coupe est fournie par la ligne de crêtes qui court de la Cima di Timogno au Ferrante

puis à la Cima Verde. Elle montre sous les blocs allochtones de Trias inférieur un horizon plus ou moins développé de roches broyées par la tectonique, puis un plan uniforme qui arrase le soubassement autochtone des calcaires et des calcaires marneux du Raibler inférieur (Formation dite de Gorno). Ceux-ci au Nord-Ouest du Ferrante, montrent une structure plissée en anticlinaux étroits et en synclinaux lâches tranchés par le plan de glissement. Celui-ci pourrait-il être dû au seul effet du glissement qui nivellerait tout ce qu'il trouve devant lui ? Pour les raisons que nous avons déjà invoquées nous ne le pensons pas. On ne connaît pas de niveau d'arasement, mais les exemples des Alpes occidentales montrent une adaptation des terrains allochtones au modelé pré-existant (J. Goguel, 1965, p. 159 et sq.). On doit bien l'attribuer à une phase d'érosion nivelant les reliefs avant l'écoulement de ces nappes. De l'extrémité la plus septentrionale du massif du Ferrante cet aplanissement s'abaisse vers le Sud-Sud Ouest et le Sud-Est. Il se reconnaît sous les lambeaux charriés de la ligne de partage des eaux mais il ne joue pas de rôle dans le paysage. La vigueur de l'érosion régressive, le modelé glaciaire ont rapidement affouillé les calcaires peu résistants du Raibler.

La mise en place des nappes avant le creusement des vallées, important au début du Pliocène, doit être attribué à une phase antérieure (Miocène supérieur). L'aplanissement a dû le précéder et doit être attribué au Miocène inférieur ou moyen.

b) Le glissement des nappes est contemporain de mouvements tectoniques de la fin du Tertiaire et du Quaternaire ancien dans les Préalpes (figure 25).

La surrection des Alpes orobiques, le glissement de masses sédimentaires s'accompagnèrent aussi de mouvements dans la bordure sédimentaire. La massivité de la série triasique les traduisit souvent par un jeu de failles qui dénivellèrent le relief. En Valzurio, une pente ainsi accentuée a permis le décollement secondaire de la partie supérieure de la nappe du Timogno. L'apparition du Raibler

supérieur sous le sommet du Cornetto au Nord-Est le prouve. L'escarpement lié à la faille de Clusone (cf. IIe partie, chapitre 7 - II,I) est antérieure au glissement de la nappe de Timogno qui est venue se mouler contre celui-ci. Elle perd de sa hauteur vers le Sud-Ouest et disparaît à l'Ouest de la vallée du Serio. Le glissement de la partie supérieure de la nappe de Timogno est-il à mettre ici en rapport avec la tectonique ou avec le dégagement par érosion différentielle du Raibler autochtone du fossé de Valzurio. On ne peut le dire, mais les deux facteurs ont certainement joué. Le glissement s'est nécessairement étalé dans le temps et a pu ne s'achever qu'au Pliocène.

c) Les glissements ne se sont achevés qu'au Pliocène et au Villafranchien.

Le problème posé à la fin du paragraphe précédent trouve un élément de réponse dans le cas de la Presolana. Ce bloc de calcaires dolomitiques d'Esino dont l'extrémité Nord-Ouest se trouve bien dans le plan de glissement du Ferrante, se présente dans sa plus grande partie comme une masse fracturée, morcelée par une série de failles inverses passant même à de vrais chevauchements formant écailles. Au Sud de la Cima Verde le plan de glissement s'abaisse très rapidement vers le Sud-Est. Au sud de Dezzo di Scalve, la base de la Presolana est à 900 mètres et vient reposer sur les calcaires autochtones d'Esino et du Raibler ployés en anticlinal et affouillés par les gorges du Dezzo. Elle est bordée à l'Ouest et à l'Est par les parois de dolomie principale du Scanapa et du Pian delle Citta. On doit admettre que la mise en place de l'extrémité méridionale de la Presolana et de la Corna Mozza est postérieure au creusement de la vallée du Dezzo, c'est-à-dire fini Pliocène ou Villafranchienne. L'érosion pliocène a été génératrice de fortes pentes accidentées qui ont provoqué un véritable éboulement en masse de la Presolana dans cette zone déprimée. Ces observations rejoignent celles faites au début du paragraphe précédent (b) sur l'influence du relief du substratum dans le style des glissements par gravité.

Une mise en place définitive tardive de la Presolana est confirmée en outre par d'autres observations. Sa partie la plus

occidentale, la Cresta de Valzurio, vient s'appuyer contre les calcaires d'Esino du Monte Campo qui appartiennent à la nappe de Timogno, la mise en place définitive de la Presolana est bien postérieure à celle de Timogno, et par conséquent plus récente. Elle l'est aussi par rapport à la masse du Camino plus à l'Est. Cette dernière a son soubassement à plus de 1500 mètres d'altitude. Même si l'on doit envisager un possible relèvement en bordure de la Val Camonica, il n'en reste pas moins que s'il avait existé au moment de son glissement, une pente vers Dezzo, elle se serait déplacée dans cette direction. Il n'en est rien, ce qui prouve que le creusement de la vallée au sud de Dezzo, facile dans les calcaires noirs anisiens et les schistes du Wengen, est due à l'érosion et postérieur à la mise en place du Camino, mais antérieure à celle de la Presolana qu'il a provoquée.

Des solutions identiques doivent être admises pour le Cavallo et les calcaires d'Esino de Pezzolo. Ils n'ont pu parvenir à leur emplacement actuel que lorsque la vallée était en voie de creusement, et même pour les derniers largement creusée. Leur datation doit être rapprochée de celle de la Presolana méridionale, c'est à dire plio-villafranchienne. Leurs dimensions réduites ne sont pas dues à la seule action de l'érosion quaternaire, mais il s'agit de klippes décollés tardivement de la couverture sédimentaire qui recouvrait le socle orobique. Leur faible masse ne les prédisposait pas à glisser, mais des mouvements dans la chaîne orobique et le creusement pliocène des vallées créèrent les conditions suffisantes à leur glissement dans la première grande vallée qui se présentait, le sillon de la Valle Nembo. Ils prouvent que les mouvements tectoniques villafranchiens n'ont pas seulement intéressé la zone sédimentaire, mais l'ensemble de la chaîne. Ils entrent parfaitement dans le cadre et les conclusions tirées précédemment de l'étude des glissements sous l'effet de la pesanteur.

CONCLUSION

Sans faire appel à des mécanismes complexes, la tectonique d'écoulement en masses distinctes sous l'effet de la gravité, est capable de rendre compte des structures des Préalpes lombardes dans leurs recouvrements anormaux de grandes ou faibles dimensions. Ces mouvements sont à la fois divers dans leurs modalités et échelonnés dans le temps ; c'est ce qui fait la difficulté et l'intérêt de l'étude. Il nous a paru qu'il ne fallait pas chercher une explication et une datation uniques. L'étude des masses charriées montre qu'un aplanissement a précédé ces grands mouvements qui du Miocène moyen se sont poursuivis jusqu'au Villafranchien. Ils se sont déroulés avec une relative lenteur et se sont échelonnés dans le temps, en même temps que se produisaient d'autres accidents tectoniques, et que changeait progressivement le climat. La notion d'une certaine durée paraît indispensable à leur compréhension.

CHAPITRE 5

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET MOUVEMENTS TECTONIQUES : LA CRISE VILLAFRANCHIENNE

Malgré sa relative brièveté, le Quaternaire revêt une importance considérable. L'évolution antérieure avait mis en place les grands éléments de la structure et du relief, un climat plus humide et plus tempéré, une élévation de l'ensemble et la subsidence de la plaine padane avaient creusé les vallées. Mais l'ampleur du refroidissement, la descente des glaciers alpins jusque sur le piedmont, la permanence de la subsidence dans la plaine et des mouvements tectoniques allaient modeler dans le détail le canevas établi par l'évolution tertiaire.

Quoique récente, l'évolution du relief au Quaternaire n'est pas toujours facile à retracer. La dernière glaciation a souvent effacé soit par creusement, soit par ses accumulations les traces des évènements antérieurs. Des corrélations d'une partie à l'autre des Préalpes ne sont pas simples à établir. Les caractères de la montagne, et par suite des accumulations varient : à l'Ouest, la frange sédimentaire est réduite tandis que vers l'Est elle constitue une zone de plus en plus étendue ;la subsidence de la plaine du Pô, a été plus importante à l'Est qu'à l'Ouest. L'unité de l'ensemble est incontestable, attestée par le creusement des grands lacs préalpins et aussi par le relief glaciaire de la haute montagne, les arcs morainiques et les terrasses des vallées et du piedmont.

La richesse de la bordure préalpine avait depuis longtemps attiré les recherches des géologues italiens et étrangers. Ce sont essentiellement les grands arcs morainiques des lacs qui ont retenu l'attention au détriment des formations quaternaires des vallées, car il était plus facile d'y retrouver les traces des diverses glaciations. D'une façon générale, la pluralité des glaciations n'a jamais été sérieusement mise en doute sur ce versant des Alpes, en particulier au sud de Come et de Lecco, tant sont distinctes par leurs formes, leur altération pédologique et l'étagement des terrasses, les différentes accumulations quaternaires !

Schématiquement l'ensemble du Quaternaire ancien, au débouché des lacs et des grandes vallées, se présente comme une table de conglomérats fortement cimentés (c'est le "ceppo" sensu lato) sur laquelle repose un revêtement de dépôts glaciaires et fluvioglaciaires, parfois très altérés (ferretto (I) mindelien) et dans laquelle sont taillées des terrasses fluviatiles. L'âge prémindelien du ceppo est incontestable et prouvé par une série de découvertes paléontologiques.

Le problème important est celui de la signification des dépôts villafranchiens, si on entend par ce terme tout le Quaternaire ancien depuis la fin de l'Astien jusqu'à l'avancée du glacier mindelien. Cette période qui fait transition entre les dépôts des argiles pliocènes et l'avancée du grand glacier mindelien est de la plus haute importance pour l'évolution générale puisque l'on est passé d'un climat encore tempéré, chaud et humide à un refroidissement du climat et à une occupation des montagnes par les glaciers. Quels éléments peut-on tirer de l'étude des Préalpes lombardes ?

I - PLACE STRATIGRAPHIQUE DU VILLAFRANCHIEN DANS LES PREALPES LOMBARDES -

Sous le terme de Villafranchien, on a désigné pendant longtemps la période qui clôturait le Pliocène. Il est paru plus logique, à l'instar des études récentes du Quaternaire d'en faire la première grande partie du Quaternaire. Il présente sur la bordure de ces Alpes une unité telle que la principale question est de savoir

(I) Là aussi, en suivant l'usage, on désignera par le terme de ferretto, les dépôts de la glaciation mindelienne profondément rubéfiés qui constituent un repère remarquable.

si l'on peut y distinguer des périodes froides différentes (Donau, Günz ?). Mais ici l'ensemble qui va du toit des argiles du Pliocène supérieur aux moraines ferretisées forme un tout. Il est d'ailleurs rarement observable en totalité directement sur le terrain. La meilleure coupe est celle du cañyon de l'Adda à Paderno où le ferretto couronne la série des conglomérats villafranchiens. Sur le Serio, à Leffe, la base de la série n'est pas connue. Ailleurs l'ensemble villafranchien est révélé par des sondages particulièrement intéressants sur les rives du lac de Garde (S. Venzo, I957, I96I et I965). Le problème est celui de la signification des conglomérats, ou en rapport avec les premières glaciations (Donau, Günz) ou bien synorogéniques, et contemporains d'ultimes mouvements tectoniques (phase tardi-insubrique de S. Venzo).

II - LE VILLAFRANCHIEN EST MARQUE PAR UN SENSIBLE REFROIDISSEMENT DU CLIMAT -

I°) Ce refroidissement est prouvé par le bassin de Leffe (Val Seriana). Le bassin de Leffe est un cas unique dans les Préalpes lombardes. Sur la moyenne vallée du Serio creusée profondément au Pliocène comme l'attestent les argiles du Nese et Albino (chapitre précédent) un remblaiement conglomératique, profitant de conditions topographiques exceptionnelles, a obturé le bassin voisin de Leffe pendant tout le Quaternaire ancien et le Mindel. La série lacustre de Leffe et les conglomérats du Serio sont incontestablement pré-Mindel puisqu'ils sont recouverts, d'un très beau "ferretto" (figure 26). Quoique la base de l'une et de l'autre de ces accumulations ne soit pas connue l'existence de deux puits de mines, exploitant des lignites, a permis d'en faire une étude paléontologique et palynologique extrêmement précise (S. Venzo et F. Lona, I950). Le conglomérat du Serio est post-pliocène puisqu'en aval, à Albino, il recouvre les argiles pliocènes. Tout au long de la vallée il en subsiste des restes épars. Il est une preuve supplémentaire du creusement pré-villafranchien, de la vallée. Cette observation est valable pour les autres vallées bergamasques et notamment le Val Brembana où au sud d'Almeno, il repose là encore sur les argiles pliocènes. A la veille du Villafranchien, les vallées étaient au moins aussi creusées qu'actuellement.

Sans reprendre l'interprétation des restes paléontologiques et des spectres polliniques, longuement discutés par S. Venzo dans ses différentes publications depuis I950, par F. Lona (I950) et P. Gabert (I962), quelques remarques générales peuvent être faites.

Le bassin de Leffe, à 400 - 500 mètres d'altitude, est situé à une dizaine de kilomètres en aval des moraines wurmiennes de Nossa - La Selva. Sa position à l'écart de la vallée principale dont il est séparé par un éperon de calcaires noirs du Rhétien, lui confère une remarquable situation d'abri en adret. Les montagnes qui l'entourent, entre autres le Pizzo Formico (I637m) dont la face sud en pente douce est tournée vers ce bassin n'ont pas porté de glaciers, mais des névés étendus, responsables d'une grande karstification. Elles forment une ceinture susceptible d'enregistrer les variations climatiques de toute la moyenne montagne. La persistance d'une zone lacustre en voie de comblement et en exhaussement s'explique fort bien si l'on pense qu'une bonne partie des eaux s'infiltrait dans le réseau karstique et que la dolomie principale du Norien peu gélive fournissait peu de débris aux rivières, même pendant les périodes froides. L'écoulement devait être assez réduit pendant les phases de réchauffement inter-glaciaires.

Les recherches menées jusqu'en I950 par les géologues italiens avaient permis de découvrir Elephas Meridionalis, Leptobos Etruscus, Rhinoceros leptorhinus. L'absence de Mastodons semblait plaider pour une attribution au Villafranchien supérieur (F. Lona, I950 et P. Gabert, I962, qui établit d'intéressantes corrélations avec les gisements français, p. 267). Cependant les travaux de S. Venzo et de V. Vialli (I954, I96I) devaient déterminer la forme évoluée d'Elephas dans les bancs supérieurs et la forme archaïque dans les couches de lignites de la partie inférieure du gisement. Ainsi il semble bien que l'on soit en présence de la série complète du Villafranchien dont seule la partie basse n'a pu être explorée, puisque l'on n'a pas rencontré le fond de roche en place. On sait cependant que les variations des faunes continentales ont été très lentes. Que l'on n'ait pas trouvé de Mastodons comme à Paderno d'Adda, ne prouve nullement qu'il ne s'agisse pas du Villafranchien inférieur, un gisement étant par nature, jamais totalement connu (Bout P., I968).

La série de Leffe et les conglomérats du Serio doivent être attribués pour leur ensemble au Villafranchien et à l'avancée glaciaire du Mindel, pour la partie supérieure (anaglaciaire de S. Venzo), (figure 26).

Le grand intérêt des travaux italiens est l'étude des pollens effectuée par F. Lona (1950). Ce travail est d'une importance exceptionnelle et l'étude "a fait date" (P. Gabert, 1962). Si les restes de mammifères sont épars et permettent seulement d'apprécier une évolution à long terme, la végétation est plus sensible et se transforme plus rapidement faisant apparaître les modifications climatiques. On se rendra compte facilement que celles-ci ont été importantes à la lecture de la courbe palynologique établie par F. Lona (figure 26). En dépit des réserves formulées par P. Gabert (1962, p. 267 et 268), dans son ensemble, la courbe a une très grande valeur indicative. Certes, le bassin de Leffe a été le réceptacle des pollens de plantes vivant non seulement sur les bords du bassin, mais aussi sur les pentes des montagnes voisines. Les variations sont d'une telle continuité qu'il est difficile d'y voir un phénomène fortuit, en particulier dans la partie inférieure de la série. De plus, il est difficile d'imaginer que le climat et la végétation puissent se modifier sur les basses pentes, sans évoluer sur les versants plus élevés et les sommets ! La disparition progressive des espèces chaudes ou tempérées chaudes (Liquidambar, Nyssa, Carya, Pterocarya, Quercus) qui sont totalement absentes pendant certaines périodes et dont le nombre décroit pour disparaître définitivement montre un refroidissement climatique par saccades. Celui-ci est aussi prouvé par l'existence de diatomées froides (Melosira Hjemalis, Himantidium bicepS) dans les varves.

Au total, la courbe de F. Lona fait apparaître sept grandes périodes froides séparées par six périodes tempérées. Le Mindel I et II constitue le glaciaire le plus long et le plus froid, tandis que les stades du Günz (au nombre de trois) très rapprochés, marquent un refroidissement important. Le Donau a connu un climat moins rigoureux, mais atteste un changement climatique notable par rapport au Pliocène. Les attributions à telle ou telle période pré-mindelienne

sont conventionnelles ; ce qui est indéniable est l'existence de "poussées froides" au nombre de cinq pour le moins, en particulier à partir du Günz. Tout le problème est de savoir si ce refroidissement s'est traduit par un englacement de la haute montagne et une descente des glaciers, mais alors jusqu'où ? -

Dans le conglomérat qui ferme le bassin de Leffe il n'est pas possible de distinguer dans le matériel des variations qui prouveraient la succession de phases glaciaires et fluviatiles. Situé déjà loin en aval, dans une vallée de dimension modeste, les glaciers ne sont pas parvenus jusque là. Il y a deux causes essentielles : la haute vallée du Serio ne compte que 265 kilomètres carrés et son altitude maxima ne dépasse pas 3200 mètres. Au moment de refroidissements relativement faibles ils descendent moins loin que ceux des grandes vallées alpines. La deuxième raison est l'existence d'une gorge profonde taillée par le Serio entre Nossa et le bassin de Leffe dans la dolomie principale. Cet énorme verrou a contraint les glaciers (au moins les plus développés, ceux du Mindel, à "piétiner" sur place dans le bassin de Clusone. C'est vers la masse des conglomérats de ce bassin que se sont orientées nos recherches. Nous avons pu établir (M. Chardon, 1970) l'âge villafranchien et l'existence de plusieurs niveaux franchement fluvio-glaciaires dans les conglomérats de La Selva et de Parre couronnés par du "ferretto". Notre étude de la Valsassina (M. Chardon, 1968) a montré l'existence du Günz qui constitue avec un faciès glaciaire le replat de Barzio. Dans toutes les vallées, on retrouve des conglomérats que l'on doit nécessairement mettre en rapport avec cette phase villafranchienne.

Un refroidissement sensible démontré par l'étude du bassin de Leffe caractérise le Villafranchien lombard et s'accompagne d'une descente des glaciers. Celle-ci a été d'une ampleur réduite par rapport à la glaciation Mindelienne, correspondant à un refroidissement plus prononcé, qui a apporté au sommet du conglomérat du Serio, à Casnigo, d'énormes blocs qui démontrent la proximité du front glaciaire.

2°) Sur le piedmont lombard, les conglomérats villafranchiens confirment cette interprétation.

Sur la bordure des Préalpes lombardes, les conglomérats sont le plus souvent masqués par les moraines récentes et les alluvions des terrasses. A Paderno d'Adda, le conglomérat villafranchien est bien daté par le ferretto à son toit et à sa base par les argiles à Anancus Arvenensis, mises à jour lors de la construction du pont sur l'Adda. Il en est de même au débouché du Brembo entre les argiles pliocènes déjà citées et le ferretto d'Almeno San Salvatore. Le plus souvent, ces deux repères sont absents et les conglomérats affleurent recouverts de moraines Riss ou Würm.

Le premier caractère du Villafranchien est de présenter une forte cimentation dans la masse. Celle-ci ne se rencontre jamais dans les moraines du Mindel, Riss ou Würm ou leurs terrasses, sinon quelques cas exceptionnels. C'est ainsi que sur les flancs de la Concarena ou de la Presolana, on peut observer des éboulis frais en voie de cimentation ou déjà cimentés sur quelques mètres ; mais ici les eaux saturées en carbonates circulent au pied de grandes parois calcaires et dolomitiques. Dans les terrasses récentes il est fréquent d'observer la cimentation d'un ou plusieurs bancs, mais elle n'est jamais très solide et la couche consolidée se brise aisément avec le marteau. Elle n'affecte jamais la totalité d'un dépôt, mais certains bancs plus graveleux, elle est en rapport avec la circulation d'eaux chargées en carbonates. Les dépôts villafranchiens sont cimentés dans la masse et dans certains cas, notamment au-dessus de la gare de Nossa, elle a été telle qu'il est difficile de discerner les blocs qui en constituent l'armature et à plus forte raison de les extraire ! Il est vrai que nous sommes là dans une situation, au pied des parois nord du Pizzo Formico, identique à celle évoquée ci-dessus. Mais le phénomène est général, et ce banc conglomératique est bien connu sous le nom de "ceppo" qu'il soit plus ou moins tendre (gentile, duro, durissimo) ou plus ou moins grossier (minuto ou grossolano).

Hormis sur les rives des lacs d'Iseo et de Garde, il ne présente jamais un aspect grossier qui pourrait le faire assimiler à une formation morainique. A Paderno, tant dans la partie inférieure

que vers le sommet de la coupe, il a un faciès franchement fluviatile ou torrentiel (cf. les histogrammes établis par P. Gabert p. 362). A Paderno, nous sommes à une quinzaine de kilomètres au sud de la bordure pré-alpine proprement dite, exception faite du Monte Due Frati et des quelques reliefs (Mte Giglio) qui parsèment la plaine. Il était intéressant de connaître l'extension des conglomérats villafranchiens et nous avons utilisé les multiples sondages effectués dans cette plaine pour les besoins de l'irrigation. La plus grande partie d'entre eux a été publiée récemment : A. Desio et F. Villa (1960), Stratigrafia dei pozzi per acqua della pianura padana, donne la stratigraphie de plusieurs centaines de puits. Souvent les indications sont sommaires et peuvent prêter à diverses interprétations, tant l'appréciation des puisatiers est personnelle et subjective.. et par suite les équivalences entre les termes employés difficiles à établir. Cependant la tentative est intéressante parce que, les puits sont très rapprochés et si nombreux dans certaines régions (Brianza) que des corrélations sont possibles. Les sondages récents effectués dans la plaine lombarde par diverses entreprises ont pu être utilisés. L'ensemble de la documentation avait pour but de déterminer l'extension des conglomérats villafranchiens et de montrer si leur existence était liée à celle des grandes vallées alpines, ensuite de voir quelle était leur constitution stratigraphique.

La carte établie d'après les sondages publiés ou connus et nos observations (figure 27) montre que le ceppo se présente en énormes cônes de déjection qui passent vers le Sud à des sables et des argiles. L'importance de ces accumulations est proportionnelle à la puissance des cours d'eau et montre que les vallées étaient en place au Villafranchien. Le sommet de ces cônes se trouve sur la bordure des lacs (Come, Iseo, Garde) ou dans les vallées (Serio, Brembo, Cherio) où avait été établi la présence d'un ceppo grossier d'aspect franchement fluvio-glaciaire. Dans les vallées bergamasques, il y a eu un comblement de la partie aval par le conglomérat et la constitution d'un cône de déjection de dimensions plus modestes au débouché sur la plaine. A cet égard, la vallée du Serio, avec ses conglomérats que l'on peut suivre depuis Nossa, Casnigo jusque sur le piedmont (Seriate) est caractéristique. Tous ces éléments font

que l'on doit considérer ces cônes comme des cônes de déjection pro-glaciaire d'un glacier Günz qui s'est avancé jusque à la bordure pré-alpine pour les grandes vallées alpines débouchant sur les lacs. L'absence du ceppo entre les débouchés des grandes vallées prouverait encore la relation qui existe entre ces épandages détritiques et une première avancée des glaciers alpins. L'étude régionale permettra de voir le cas particulier de chacune de ces vallées.

L'étude du profil stratigraphique de ces cônes de conglomérats le long de quelques fleuves, est riche d'enseignements (figures 28 à 30). L'Adda, le Brembo et le Serio ont été choisis car il y a là le plus grand nombre d'observations. Dans les trois cas, il existait en outre la possibilité d'établir un raccord avec des coupes visibles et bien connues sur la bordure pré-alpine ou un peu en aval (Paderno). Une analogie évidente ressort de ces profils, le cône conglomératique (ceppo, conglomerato compatto o duro) passe progressivement à des sables et des argiles avec débris végétaux, tourbe, troncs d'arbre, témoignant d'un milieu littoral peu profond en voie de comblement et enfin à des sédiments franchement marins (Calabrien ?). L'accumulation vers l'aval, se subdivise en deux cônes superposés, séparés par un horizon sableux. Le cône inférieur est de dimensions plus restreintes. Deux crises climatiques se sont succédées, la seconde marquée par un refroidissement accentué et une accumulation plus importante (Günz ?) et la première moins forte (Donau ?). Entre les deux s'intercale une période de climat plus tempéré, attestée par une remontée du niveau marin et une réduction des apports détritiques grossiers. Il est impossible de décrire la stratigraphie de tous les puits de la plaine padane. Cependant il faut faire état très brièvement du forage de Zanica effectué en 1966 par le Consorzio Bonifica dell' Isola Bergamasca. Zanica est situé à quelques 6 kilomètres au sud de Bergame, un peu à l'ouest du Serio. Le conglomérat villafranchien de Nese, Alzano que l'on retrouve entaillé par le Serio en amont de Seriate apparaît dans la coupe du puits de Zanica. Schématiquement il présente :

I°) une trentaine de mètres de sables, graviers, cailloutis, (alluvions würm et post-würm).

2°) 41 mètres de conglomérats très très durs, parfois fissurés passant vers le bas à quelques 47 mètres de conglomérats cimentés avec intercalation de lits de graviers et argiles (Günz).

3°) 35 mètres de graviers, sables mais avec des argiles abondantes contenant de la tourbe et des traces de coquillages (Interglaciaire Donau - Günz ?).

4°) 25 mètres de conglomérats très durs (Donau ?).

5°) Argiles, sables et graviers avec tourbe et lignites (Quaternaire inférieur jusqu'à 200 mètres).

L'un des aspects intéressants des coupes du Serio et du Brembo est la dénivellation rapide du Pliocène en avant de la bordure alpine. Il est affecté d'une belle flexure liée à la subsidence de la plaine et à une déformation d'ensemble de la bordure. Elle a entraîné l'accumulation successive des deux cônes détritiques l'un sur l'autre. Le point d'inflexion est au contact plaine - montagne. L'altération pédologique du Mindel à Paderno comme à Leffe et en bien d'autres lieux des Préalpes lombardes caractérise le sommet de l'accumulation détritique villafranchienne tandis que les niveaux postérieurs du Riss et du Würm s'inscrivent comme terrasses d'érosion dans le conglomérat. Le fait est capital pour la compréhension de l'évolution de la région pendant tout le quaternaire.

La coupe de Monza (figure 28) grâce aux nombreux forages publiés par A. Ghezzi (1966) montre les rapports existant entre les bancs de conglomérats de la plaine et le ceppo, sous-jacent au ferretto mindelien, car l'on retrouve quelques kilomètres au nord, sur la rive gauche du Lambro, une belle moraine mindelienne (Camparada) reposant sur les conglomérats. On ne peut admettre une descente du glacier Günz jusque vers Triuggio, c'est à dire aussi loin que le Mindel. L'existence problématique de cailloux striés dans le banc d'argiles apparaissant sous le ceppo (A. Riva, 1941) ne prouve nullement une avancée aussi considérable des glaciers. P. Gabert (1962) avait remarqué que ces cailloutis provenaient des versants et qu'ils n'étaient pas incorporés

au banc d'argiles. Des remarques analogues ont été faites sur les bords du Lambro et pour les argiles de Fucine en Valsassina (M. Chardon, 1969). Plusieurs objections à cette hypothèse d'une grande glaciation Günz peuvent être formulées. Si le glacier était descendu aussi loin, le ceppo en amont, et en particulier à Paderno, devrait présenter un faciès glaciaire, or ce n'est pas le cas et c'est un point sur lequel l'accord est général. Dès lors, comment admettre qu'il soit allé plus en aval !. L'étude des sondages montre que l'on observe fréquemment dans le ceppo quelques bancs d'argiles et de sables, mais sans continuité. Ceci prouve, si besoin était, qu'il s'agit d'une accumulation fluvioglaciaire où les eaux divaguaient sur un cône d'accumulation, changeant fréquemment de lit au gré des crues, abandonnant temporairement des bras morts ou des eaux plus calmes déposaient sables et argiles. Il est vraisemblable que des blocs de glaces incorporant et charriant des cailloux parfois striés, entraînés par les eaux, soient allés dans ces zones plus calmes terminer leur périple et en disparaissant par fusion, aient abandonné quelques éléments hétérogènes. Ce phénomène est fréquent sur les marges glaciaires, et il a été invoqué à juste raison, pour expliquer la présence de gros blocs dans les alluvions des rivières de l'Europe océanique. On ne peut en tirer argument pour prouver le passage du glacier Günz. Celui-ci est resté en amont et s'est arrêté sur la bordure pré-alpine.

III - LES MOUVEMENTS TECTONIQUES POST-PLIOCENES SONT CONTEMPORAINS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES -

I°) Absence de phase de creusement interglaciaire dans le villafranchien des vallées préalpines.

A l'intérieur des Préalpes, il y a continuité de l'accumulation conglomératique pré-mindelienne. La succession de phases glaciaires et interglaciaires devrait se traduire par une série de phases d'accumulation et d'érosion dans les parties amont des vallées et des changements de faciès vers l'aval. Si, dans le piedmont, on peut distinguer deux phases, il n'en est rien dans les vallées, et en particulier dans celle du Serio. A Leffe, le barrage de conglomérats

est d'une remarquable continuité et atteint une puissance d'une centaine de mètres. Force est d'admettre une permanence des apports détritiques, au moins dans les vallées des Préalpes bergamasques. Le problème n'avait pas échappé aux chercheurs précédents. Nos confrères italiens (A. Riva, G. Nangeroni, S. Venzo) voyaient dans le "ceppo" sensu lato, les restes des moraines günz et d'un conglomérat interglaciaire Günz-Mindel. P. Gabert le mettait en rapport avec des mouvements orogéniques villafranchiens. Il les rapportait à une phase tectonique fini-pliocène et équivalente de la phase tardi-insubrique de S. Venzo ; l'extension des glaciers Günz était réduite par rapport aux idées admises en Italie. Il faisait remarquer combien il était difficile d'admettre un âge interglaciaire pour les conglomérats sous le ferretto.

2°) Les preuves des mouvements tectoniques villafranchiens.

De ces mouvements tectoniques, la montagne lombarde en offre des preuves, moins nombreuses que l'on ne pourrait l'espérer. Les glaciations postérieures qui ont buriné le relief, en rendent les traces difficiles à identifier. Cependant des accidents tectoniques cassent les dépôts villafranchiens de la moyenne vallée du Serio, dans la région bordière du bassin de Clusone (M. Chardon, 1970). D'ampleur limitée, ils ne sont que les échos d'un soulèvement de l'axe de la chaîne orobique. Mais la bordure alpine en offre des manifestations plus évidentes. D'abord par les dénivellations de la base du Pliocène : la carte des isobathes établie par l'A.G.I.P. montre une subsidence énorme de la plaine (chapitre 3). Dans les vallées, le Pliocène est relevé à 300 mètres dans les basses vallées du Serio et du Brembo ce qui implique bien un rejeu positif postérieur de la bordure, sous l'aspect d'une déformation d'ensemble en liaison avec la manifestation de la flexure bordière déjà évoquée à plusieurs reprises. Elle s'est poursuivie jusqu'au Mindel comme le prouvent les dépôts du Villafranchien étudiés dans les pages précédentes.

Le meilleur témoignage est donné par le Monte San Bartoloméo, au bord de Salo, sur les rives du lac de Garde. Les conglomérats pontiens sont recouverts par les argiles pliocènes.

Celles-ci sont à leur tour surmontées par un conglomérat à éléments préalpins attribué par S. Venzo (1957) au Villafranchien inférieur. L'ensemble, cassé par trois failles a été porté par les mouvements tectoniques du Villafranchien supérieur à plus de 500 mètres (568 mètres au Monte San Bartolomeo). L'ampleur du mouvement tectonique qui a relevé la bordure du lac est considérable car le Villafranchien inférieur n'apparaît pas sur les rives du lac de Garde et se trouve à moins 535 mètres au puits de l'A.G.I.P. foré à Castenedolo à l'est de Brescia, dont l'altitude relative est de 121 mètres. Il est bien sûr difficile de comparer le Monte San Bartolomeo et Castenedolo, ces deux localités étant situées à plus de 20 kilomètres l'une de l'autre, la première déjà dans les Préalpes, la seconde dans la plaine lombarde. Les mouvements ont relevé le bloc du Monte San Bartolomeo et ses dépôts plio-quaternaires de quelques 500 mètres.

3°) Rapports entre mouvements tectoniques et glaciations anciennes.

Il n'y a pas contradiction entre une phase orogénique importante relevant l'ensemble de la chaîne préalpine et l'existence des premières glaciations, sans que l'on puisse dire pour autant que la première soit la conséquence de l'autre. Les mouvements tectoniques villafranchiens ont entrainé une suractivation de l'érosion en rajeunissant un relief déjà élevé par l'orogénèse pontienne. De cette façon, ils ont contribué à une permanence des apports détritiques pendant tout le Villafranchien, marqué par un relèvement d'ensemble et un rejeu des anciens accidents tectoniques. L'étude des dépôts pré-Mindel de la bordure montre que cette phase orogénique s'atténue à la fin du Villafranchien pour faire place après le Mindel et pendant les interglaciaires à un creusement en rapport avec la subsidence padane.

IV - LES GRANDES BRECHES ENTIEREMENT CONSOLIDEES DE LA MONTAGNE LOMBARDE SONT VILLAFRANCHIENNES (figure 27)

En de nombreux points des Préalpes lombardes, on peut observer des brèches bien cimentées. La carte géologique de Bergame

en signale un certain nombre sous la dénomination prudente de "detrito di falda", sans accorder à l'un ou à l'autre de ces affleurements un âge déterminé. Celles-ci avaient déjà été mentionnées par L.G. Nangeroni (I932) dans le Val di Scalve, par G.L. Krol (I939) dans cette même vallée, L. Trevisan (I936 et sq.) dans le groupe de la Brenta et ses abords. La carte géologique établie par L.U. de Sitter (I949) signale différents affleurements près de la Grigne septentrionale et dans les hautes vallées du Brembo et du Serio. Ce sont des brèches monogéniques à éléments calcaires, anguleux ou très faiblement émoussés, liés par un ciment blanc calcaire parfois emporté par la dissolution postérieure. Généralement elles sont situées dans les talwegs (Castione) ou constituent de longues crêtes d'interfluves (au nord de la Cima Arera et du Pizzo Camino). L'épaisseur est très variable, de quelques mètres à une centaine de mètres. Il n'existe pas d'étude d'ensemble, ni d'esssai de corrélation des différents gisements et d'interprétation géomorphologique. G. Nangeroni y voyait les restes d'anciens niveaux fluviatiles préquaternaires, Krol G.L. un cône d'éboulis comblant une vallée ancienne tandis que Trevisan L. les rapprochait des éboulements de la basse vallée du Sarca (le "marocche") mais leur accordait un âge antérieur au Würm. La diversité des interprétations laisse entiers les deux problèmes de la datation et de la signification de ces brèches. La façon la plus logique de les aborder est de décrire d'abord les principaux affleurements.

I°) les principaux gisements de brèches.

Il ne saurait être question de voir toutes les brèches plus ou moins cimentées des Préalpes, mais de nous limiter aux grandes accumulations entièrement consolidées ou cimentées dans la masse, excluant les dépôts récents, d'aspect frais et cimenté seulement localement et par bancs, et les formations cimentées sur une épaisseur plus considérable (plusieurs mètres ou même près d'une dizaine de mètres), mais dont l'essentiel reste meuble. Les grandes brèches des hautes vallées bergamasques sont consolidées dans leur totalité.

L'un des plus vastes et des plus énigmatiques est constitué par les grandes brèches du Monte dello Spinale à l'est de Madonna

del Campiglio, sur les revers occidentaux du massif de la Pietra Grande et de la Brenta. D'autres brèches sont signalées à l'intérieur du massif de la Brenta près du lac de Molveno. Près de Madonna del Campiglio, elles sont particulièrement étendues puisqu'on les retrouve des deux côtés de la route qui de San Antonio monte à la station de ski et sur les bords du massif de la Brenta au-delà du col de Madonna sur le versant du Val Meledrio. Il en existe des affleurements sur dix kilomètres du Sud-Ouest au Nord-Est et sur les deux versants de part et d'autre de Madonna, mais les coupes les plus belles se trouvent immédiatement à l'est du col, le long du sentier qui conduit au refuge Stoppani, et au Monte Spinale. Le point le plus élevé est à 2100 mètres.

Dans les vallons à l'est du col, il s'agit d'une brèche à disposition chaotique, de couleur blanche, à éléments anguleux de dimensions en général faibles (du centimètre jusqu'à 60 centimètres). Les cailloutis sont abondants et constituent l'ossature d'un ensemble très consolidé. Il n'y a pas de stratification, ni de disposition préférentielle des éléments.(I) Par contre, au sommet du Monte dello Spinale, un litage apparaît qui oppose des lits à éléments fins et anguleux (quelques centimètres) à des bancs à éléments encore anguleux mais plus gros (autour de dix centimètres). L'accumulation recouvre un versant sur une épaisseur de quelques mètres à l'est du sommet, à au moins 20 ou 30 mètres à l'ouest de celui-ci. Elles présente la particularité d'avoir des bancs basculés, relevés à contre pente et gondolés. La déformation est telle qu'il est impossible d'y voir la conséquence d'une frane, mais celle du rejeu des failles qui jalonnent la bordure du massif. Des phénomènes de dissolution karstique se remarquent ça et là, mais d'ampleur modeste (dolines, puits...) Nous n'avons pas remarqué d'éléments allogènes, quoique Trevisan L. ait signalé des cailloutis de scaglia rossa. Ce ne peut être un argument suffisant pour en conclure à une origine glaciaire que ne confirme ni le faciès (dépôt très caillouteux et anguleux) ni la composition du matériel en rapport exclusif avec la Pietra Grande et la Brenta voisine (l'existence de quelques cailloutis de scaglia crétacée peut être mise en rapport avec un reste de cet étage transgressif sur les formations antérieures, chapitre 2) situé sur un relief aujourd'hui détruit par l'érosion.

(I) voir photo II, planche 6, volume II)

Dans le Val di Scalve se trouvent deux gisements de conglomérats. Celui de la Costa de Valnotte est réduit à quelques blocs d'une brèche calcaire (calcaires d'Esino et de l'Anisien) en petits éléments (deux à trois centimètres la plupart, rarement plus de dix) extrêmement cimentés. Aucun litage n'apparaît. L'origine climatique (éboulis de gélifraction) ne fait aucun doute d'autant qu'il se trouve le long d'une faille notable, maintenant nivelée qui a favorisé une préparation tectonique de la roche. Celui de la Corna Bucada et du Piano del Ballerino est plus considérable. C'est une échine étroite et rocheuse, formant interfluve au nord du Pizzo Camino, sur une longueur de 2 kilomètres, entre 2007 mètres au Corno Buco et I850 mètres au nord. La puissance, maxima à l'aval, atteint une cinquantaine de mètres. Un magnifique conduit karstique perce le sommet de l'échine.(I) Le matériel très cimenté comprend des cailloutis anguleux de la dolomie d'Esino du Pizzo Camino. Ils atteignent 60 centimètres et se présentent au Corno Buco en bancs à éléments fins et grossiers avec un pendage à contre pente de IO°, mais le litage disparait vers l'aval, au nord, où domine exclusivement une structure chaotique. Ce litage vers le Sud apparaît ici en rapport avec des glissements en masse d'éboulis en voie de consolidation plutôt qu'avec un mouvement tectonique. D'énormes éboulements en rapport avec un relief plus élevé et plus étendu du Pizzo Camino ont comblé un ancien talweg. La cimentation les a rendu plus résistants que les calcaires noirs de l'Anisien et l'érosion différentielle les a mis en valeur sous forme d'une échine aplatie formant relief.

Les coupes du haut Val Canale sont les plus intéressantes. Les brèches se retrouvent de part et d'autre de la vallée en amont du village de ce nom. C'est une brèche chaotique, les éléments pêle-mêle ont des dimensions plus importantes, (jusqu'à I mètre) et très karstifiée. Elle forme sur les flancs nord de la Cima Arera des échines discontinues qui montent jusqu'à plus de I700 mètres. Aucune disposition stratigraphique ou lithologique ne se remarque. L'intérêt du gisement tient à ce qu'au-dessus de Val Canale, les brèches d'une puissance de 50 mètres reposent sur 30 mètres d'argiles compactes mêlées de cailloux anguleux. Les brèches sont incontestablement postérieures à un épisode froid dont l'ampleur nous échappe. Mais les argiles ne

(I) photo 9, planche V, volume II

présentent aucune caractéristique d'un dépôt glaciaire, et paraissent liées à des glissements en masse sous climat froid.

Les autres affleurements présentent également un matériel anguleux très cimenté et fortement altéré[1] : Grigne Nord, Monte Alben (versant nord-ouest) Cima di Menna (versants Nord et Sud) de Castione sur le piedmont méridional de la Presolana. On doit en rapprocher les conglomérats cataclastiques à gros éléments qui vers les rives du lac de Garde, au nord de Caprino Veronese et de Quarena, jalonnent de grandes failles.

2°) Caractères communs des brèches et leur signification morphologique.

Malgré leur dispersion géographique, les amas de brèches de la montagne lombarde présentent une indiscutable analogie.

- Ils sont situés à l'intérieur de la montagne, soit dans des bassins (Clusone), soit dans de hautes vallées où ils atteignent des altitudes proches des deux mille mètres.

- La cimentation en a fait une formation résistante que l'érosion postérieure et les glaciers en particulier n'ont pas réussi à décaper. Elle s'est montrée plus dure que les terrains sédimentaires voisins soit marneux, soit intensément fracturés par les efforts tectoniques. Elles forment dans le paysage des reliefs marquants sur les versants même élevés.

- La karstification est un caractère commun à toutes ces brèches, soit dolines, entonnoirs, gouffres ou restes d'un réseau souterrain karstique. Elle est généralement bien développée : près de Castione, un puits atteint une quarantaine de mètres de profondeur. Elle ne se rencontre pas dans les brèches plus récentes et moins cimentées.

(I) photo II, planche VI, volume II.

- Les grands amas de brèches sont localisés dans la haute montagne calcaire, sur les versants des grands massifs de calcaires dolomitiques, soit calcaire d'Esino (Grigne Nord, Cima di Menna, Cima Arera, Presolana, Camino) soit de dolomie principale (Monte Alben, Brenta) ou de calcaires du Rhétien moyen (Pietra Grande). Ils dépassent tous les deux mille mètres et étaient pour le moins aussi élevés au Quaternaire ancien. Le plus élevé (Brenta, 3I50m) est bordé par les plus grandes accumulations. Dans tous les cas il s'agit de massifs autochtones (Menna, Alben, Brenta) ou charriés (Grigne, Presolana, Camino, Arera) mais intensément fracturés. Les premiers sont soit cassés par un faisceau de faille Sud-Nord (Menna et Brenta) soit longés par une grande cassure (Alben). De ces observations, on peut tirer un certain nombre de conclusions importantes :

- Les calcaires diaclasés n'ont pas eu de mal à fournir un abondant matériel détritique, et les eaux chargées en carbonates sont responsables de la forte cimentation. La fracturation et la mise en place définitive des édifices charriés ne se sont achevées que tardivement et une activité tectonique s'est encore manifestée pendant le Quaternaire ancien (Chardon, M. I969, I966) comme le prouvent les déformations des brèches du Monte Spinale et d'autres accidents tectoniques. Les brèches consolidées sont en rapport avec des mouvements tectoniques villafranchiens.

Elles sont aussi contemporaines d'une phase froide du Quaternaire ancien, comme le montre le gisement du Val Canale. On doit les attribuer à un climat assez froid et humide provoquant un gel actif, responsable d'une cryoclastie intense et d'énormes éboulements que les eaux reprennent sous forme de coulées boueuses et épandent dans les vallées. Les masses de conglomérats sont si considérables dans les vallées du Brembo et du Serio (IOO mètres de ceppo) que l'on doit admettre un relief beaucoup plus vigoureux et plus élevé qu'actuellement.

La conception de ces immenses éboulements, enrichis en matériel cryoclastique, réaménagés par les eaux, heurte nos vues traditionnelles d'une érosion assagie où ces phénomènes spectaculaires sont exceptionnels. Ils se conçoivent fort bien dès que l'on a visité les gigantesques éboulements des Marocche qui, dans le Trentin occidental(1)

(1) voir photo 8, planche IV

ont enseveli le fond des vallées sous des dizaines de mètres de cailloutis et de blocs, entre autres la basse vallée du Sarca large de près de 2 kilomètres et sur une longueur de plus de I2 kilomètres. Cela depuis le Post-Würm ! Si l'on admet une durée de I ou 2 millions d'années pour le Villafranchien, le phénomène du ceppo et des grandes brèches se conçoit parfaitement. L'étalement et la cimentation des débris par le Sarca sont extrêmement rapides et certains niveaux sont déjà consolidés.

Les grandes brèches des Préalpes lombardes apparaissent comme contemporaines des ultimes grands mouvements tectoniques et d'un refroidissement notable du climat. Elles témoignent d'un relief plus puissant et vigoureux.

3°) Place chronologique des brèches et essai de corrélation avec le Quaternaire padan.

Le problème est de relier ces dépôts des hautes vallées avec les accumulations quaternaires des basses vallées et de la plaine.

Une analogie certaine rapproche par la cimentation les grandes brèches et le ceppo de la plaine lombarde, des vallées du Serio ou du Brembo mais dans aucune de ces vallées, il n'y a continuité et passage de l'un à l'autre. Par contre, dans la partie orientale du bassin de Clusone, les grandes masses de brèches calcaires, extrêmement durcies, de Castione passent latéralement au ceppo fluvio-glaciaire de la vallée du Serio (M. Chardon, I970). A Castione della Presolana, le niveau supérieur porte un magnifique "ferretto" ce qui attribue de façon indubitable les conglomérats au Quaternaire ancien. Bien que l'on doive être prudent pour les rapprochements entre conglomérats de vallées différentes, le ferretto Mindel-Riss retrouvé aussi sur le ceppo de la vallée du Brembo, permet d'attribuer l'ensemble des grandes brèches au Quaternaire ancien et d'en faire l'équivalent stratigraphique du ceppo villafranchien de la plaine. Nous avons également trouvé un sol ferrettisé tronqué sur les grandes brèches des bordures du lac de Garde. Un rapprochement peut être fait avec

les "mégabrèches" des Abruzzes qui sont pour J. Demangeot (1965), la preuve d'une violente poussée tectonique sous un climat froid avec éboulements et gélifraction, ou encore avec les grandes brèches calcaires de l'Apennin calabro-lucanien (Bousquet J.C. et Gueremy P., 1968).

On ne trouve pas de grandes brèches cimentées dans la chaîne orobique. Cela se conçoit puisqu'il ne subsiste que quelques lambeaux de calcaires triasiques, mais elles ont connu une évolution semblable puisque l'on retrouve des éléments cristallins et permiens dans le ceppo des vallées.

V - L'ETUDE DU QUATERNAIRE ANCIEN DE LA PLAINE PADANE CONFIRME LES CONCLUSIONS PRECEDENTES -

D'une façon générale, hormis sur les bombements anticlinaux qui affectent le centre et le sud de la plaine padane considérée dans sa totalité, le Quaternaire marin est concordant sur le Pliocène ce qui prouve une déformation d'ensemble lente et progressive, liée à la subsidence de la plaine padane et au jeu de la flexure bordière préalpine. Le sondage effectué par l'A.G.I.P. à Castenedolo au sud des accumulations morainiques du lac de Garde a été étudié par Perconig E. (1953, 1954). De part sa situation à une dizaine de kilomètres de la bordure alpine, au débouché de la grande dépression du lac de Garde, il présente un intérêt primordial pour la connaissance du piedmont alpin.

1°) Le sondage A.G.I.P. de Castenedolo prouve un refroidissement du climat après le Pliocène.

La stratigraphie du puits (figure 31) établie par E. Perconig et S. Venzo (1965) montre la série complète du Quaternaire ancien au Mindel. Un très beau "ferretto" de plusieurs mètres d'épaisseur parfois masqué par des loess plus récents, recouvre un conglomérat (anaglaciaire Mindel I pour S. Venzo) et des argiles fluvio-lacustres à diatomées. Toute la série inférieure jusqu'au

Pliocène, atteint à - 535 mètres, est entièrement marine. Ceci exclut une avancée du glacier Günz très loin dans la plaine comme le laissaient supposer à G. Nangeroni et A. Riva leurs observations en Lombardie occidentale, sinon il en serait resté des traces notables dans la série sédimentaire pré-Mindelienne. Le Mindel marque l'extension maxima des glaciers quaternaires. La discordance des conglomérats de l'Anaglaciaire Mindel sur les sables et argiles déformés en anticlinal montre l'existence de mouvements locaux pré-Mindel sur cette bordure proche de Salò et du Monte San Bartolomeo.

L'étude paléontologique montre au-dessus d'un Pliocène témoignant d'une mer peu profonde l'apparition progressive d'Anomalina Balthica. Encore rare à la base du Quaternaire, elle devient de plus en plus abondante pour devenir de nouveau très rare dans les cent cinquante derniers mètres du sondage et faire place à des faunes de climat plus tempéré (Bulimina Elegans marginata, Rotalia beccarii, Ephidium crispum, Tapes senescens...) que S. Venzo (1965) met en rapport avec l'Inter glaciaire Günz-Mindel (Emilien). L'apparition de Anomalina Balthica accompagnée de Cyprina Islandica, Globigerina Pachiderma, Globigerina Dutertrei, marque le début du Quaternaire en Méditerranée, prouvant un refroidissement du climat qui s'accompagne aussi d'un appauvrissement des formes avec la disparition des espèces chaudes ou tempérées chaudes (Miliolidae, gypsinadae.. (Coggi L. et Di Napoli A., 1948). Bout P. (1968) propose même de fixer plus bas la limite plio-quaternaire en Méditerranée, compte-tenu du nécessaire déplacement des faunes marines des milieux océaniques vers les côtes de l'Italie. Quoiqu'il en soit, un refroidissement des eaux est prouvé par l'étude des faunes qui doit être mis en rapport avec les périodes froides continentales décelées par F. Lona à Leffe. Les sédiments marins du Quaternaire, sableux et argileux, temoignent par leur microfaune d'un milieu néritique ou littoral (Bulimina et Cassidulina Paevigata) et par leur épaisseur (plus de 500 mètres à Castenedolo, mais plus de 1000 mètres ailleurs) de la subsidence padane. Les recherches palynologiques de F. Lona (1962) à Castel'Arquato vont dans le même sens puisque la flore du Quaternaire ancien montre un fort pourcentage de conifères de climat froid (jusqu'à 55% d'Abies, Picea) en rapport pour l'auteur avec une première phase froide (Donau ?). Farioli A. (1954) pour la colline de San Colombano al Lambro aboutit à des conclusions analogues.

2°) Le rejeu des axes tectoniques tertiaires.

La subsidence généralisée de la plaine s'accompagne du rejeu des accidents antérieurs, en particulier de la faille de Cremone. Sur ces anticlinaux, nombreux dans la partie méridionale de la plaine, le Quaternaire est transgressif sur le Pliocène et les terrains antérieurs (P. Gabert, 1962, p. 278-279). La présence de déformations liées à la mise en place de l'Apennin et affectant fortement le Pliocène (chapitre 3) montre la persistance de forts mouvements tectoniques post-pliocènes au sud de la faille de Cremone. Au Nord, dans le sillon profond de la plaine padane, tandis qu'une subsidence généralisée affecte le piedmont, le rejeu des anticlinaux de Soresina et de Bordolano à la fin du Pliocène fait que le Quaternaire est transgressif sur le Pliocène inférieur et moyen (P. Gabert, 1962 p. 276 et suivantes, E. Perconig, 1954) mais ce sont des cas exceptionnels. Les mouvements postérieurs au Pliocène ne sont pas rares, mais il s'agit de déformations à vaste rayon et d'ampleur limitée. La colline de Castenedolo correspond au flanc méridional d'un bombement anticlinal qui se poursuit dans celle de Ciliverghe. A Castenedolo, le mouvement intéresse tout le Quaternaire marin sur lequel reposent les conglomérats et le ferretto . Sa persistance après le Villafranchien explique la sauvegarde du Mindel, ainsi épargné de l'ennoyage récent de la plaine (chapitre suivant). De même le Monte Netto de Capriano, quelques kilomètres à l'ouest de Castenedolo, correspond à un antidinal de direction ouest-est. A Romanengo, il s'agit d'un anticlinal faillé pré-pliocène qui a rejoué et explique l'existence d'un plateau. Les cas de San Colombano et Casalpusterlengo ont été déjà longuement étudiés par P. Gabert (1962) et A. Desio (1965). L'existence sur le piedmont lombard de ces collines recouvertes d'un "ferretto" se comprend par l'existence des structures profondes. Dans la subsidence généralisée de la plaine pendant le Quaternaire ancien et récent, leur rejeu permit à certaines zones d'échapper à l'enfouissement généralisé causé par l'alluvionnement et la subsidence de la plaine.

3°) Paléogéographie du piedmont lombard au Villafranchien.

La courbe climatique établie pour le gisement de Leffe par S. Venzo et F. Lona (1950) démontrant l'existence de périodes

froides post-pliocènes et pré-mindeliennes, doit être mise en rapport avec l'apparition dans le Quaternaire marin de la plaine d'Anomalina Balthica et Cyprina Islandica. Un changement profond du climat caractérise le Villafranchien lombard, changement dans le sens d'un refroidissement. Il se fait par à-coups ou par crises, et justifie comme dans d'autres régions d'Europe ou d'Amérique son rattachement au Quaternaire. Nos connaissances sont renouvelées par les datations absolues effectuées grâce à la méthode Potassium/Argon dans certaines régions d'Europe. Pour P. Bout (1968) le début du Villafranchien se situerait-il y a 3 millions d'années en Auvergne et cette période se terminerait il y a 700.000 ans au plus tard. On doit admettre une durée un peu supérieure à deux millions d'années. Il n'y a pas de raison pour ne pas mettre en rapport les datations effectuées dans le massif central français grâce aux coulées basaltiques avec l'évolution des Alpes pendant le Villafranchien. On est en droit d'attribuer cette durée à la série post-pliocène et pré-mindelienne des Préalpes lombardes. Pendant ce laps de temps, le soulèvement de la chaîne et les réajustements tectoniques dans la moyenne montagne lombarde ont entretenu un relief jeune fournissant la série continue du conglomérat villafranchien des vallées. Cette action constante de l'érosion a été favorisée par un climat plus humide et plus frais qu'auparavant, avec l'apparition d'appareils glaciaires dans les régions élevées. Pendant les périodes de refroidissement (Donau, Günz) l'érosion s'en est trouvée accrue certes, mais l'avancée des glaciers jusque sur la bordure du piedmont pour les grandes vallées ou relativement bas dans les vallées entièrement préalpines, a eu pour conséquence de reporter très bas le point à partir duquel s'est fait un alluvionnement amplifié. Ces considérations permettent de comprendre pourquoi les extensions des cônes de conglomérats doivent être mises en rapport avec des périodes glaciaires, car alors l'alluvionnement s'est étendu vers l'aval.

Mais une cause ne peut aller sans l'autre, dès lors que l'effort tectonique se relâche, la permanence de l'apport détritique cesse et se succèdent alluvionnement et creusement.

Sur le piedmont lombard, les mers du Quaternaire inférieur ont accumulé leurs sables et argiles sur les dépôts pliocènes.

Progressivement en fonction des variations climatiques, les apports "continentaux" de la montagne ont pris le pas sur les dépôts marins. Sur la bordure, la ligne de rivage était indécise car se faisait sentir l'intermittence des apports détritiques liés aux glaciations. Pendant les phases de refroidissement les apports préalpins s'étendaient plus loin et la mer padane se retirait vers le centre de la plaine. Pendant les phases interglaciaires la diminution des apports de la montagne et une remontée du niveau marin provoquaient l'extension vers le Nord des faciès argilo-sableux. L'imbrication des dépôts de la bordure s'explique parfaitement. En avant de la bordure alpine, sur une vingtaine de kilomètres au débouché des vallées alpines, l'accumulation des débris entretenue in situ par la subsidence de la plaine et le jeu de la flexure bordière a maintenu un paysage de vastes cônes de déjection parsemés d'étendues lacustres, de bras morts où les eaux apportaient des débris végétaux (troncs d'arbres,...) tandis que se formaient des dépôts de tourbes et de lignites. Ils faisaient place vers le sud à un milieu marin peu profond.

L'un des problèmes posés par l'évolution de la plaine lombarde au Quaternaire est celui de l'eustatisme dans le golfe padan. Une mise au point et une discussion critique de la question est faite dans la thèse de P. Gabert (p. 280 et suivantes). La subsidence quaternaire de la plaine a largement compensé les oscillations eustatiques. Une durée plus considérable du Villafranchien n'y est pas défavorable, au contraire, puisqu'elle implique une subsidence inférieure à celle prise par P. Gabert comme point de départ de son raisonnement (3mm par an, ce qui est le cas actuellement pour la région d'Adria). Elle la ramène à un chiffre beaucoup plus modeste de 0,5 mm pour les zones où l'épaisseur du Quaternaire est de 1500 mètres pour une durée de 3 millions d'années, chiffre plus acceptable à notre sens à l'intérieur du golfe padan. On peut d'ailleurs admettre un ralentissement de cette subsidence à partir du Quaternaire moyen (Mindel) qu'il est intéressant de rapprocher de la fin des mouvements tectoniques dans la montagne.

Avec le Quaternaire moyen, le ralentissement des mouvements tectoniques et une plus grande extension des glaciers allaient modifier les conditions d'évolution morphologique et modeler le relief actuel dans la plaine et la montagne.

CHAPITRE 6

QUATERNAIRE MOYEN ET RECENT
LES CRITERES DISTINCTIFS DES TROIS GRANDES GLACIATIONS ALPINES (MINDEL, RISS, WURM)

Le Villafranchien forme un tout couronné par les dépôts altérés de la glaciation mindelienne, c'est à dire par le "ferretto" dont P. Gabert (1962) suggère d'étendre le terme à l'ensemble des altérations Mindel - Risse de l'Europe occidentale. Le problème est alors l'attribution des différentes moraines et des terrasses à l'une des trois grandes glaciations. Il oppose des chercheurs italiens (Sacco, Stella, Taramelli, Nangeroni, Riva) français (P. Gabert) allemands (Penck et Bruckner, Frantzle) ou américains (F. Ugolini) aux conceptions de S. Venzo et O. Vecchia. Les premiers accordent une large place au Würm tandis que les deux derniers attribuent au Riss l'essentiel des accumulations morainiques du piedmont et restreignent le Würm aux arcs les plus internes. Cette simplification masque évidemment des divergences ; elles seront vues dans l'étude régionale.

Deux questions préalables, conditionnent l'ensemble de cette recherche, l'existence de plusieurs glaciations et l'absence d'altérations ou de sols pré-mindeliens (c'est à dire villafranchiens). Pour la première, la théorie monoglacialiste n'a jamais été soutenue ici depuis le début du XX° siècle, et elle n'a été vraiment avancée que par les pionniers de l'étude du Quaternaire (Omboni, De Mortillet, Gastaldi, Stoppani), à une époque où l'on établissait l'existence d'une grande descente des glaciers quaternaires. Très rapidement la présence évidente de plusieurs niveaux le long des cours d'eau (Adda, Brembo) et d'altérations très différentes des moraines et des terrasses conduisit

à l'hypothèse d'au moins deux glaciations, puis de trois et même de quatre si l'on admet (S. Venzo) que le Mindel peut se subdiviser en deux grands épisodes !. Avant le venue de Penck et de Bruckner et la publication du tome III de leur synthèse, le pluriglacialisme avait été reconnu sur le piedmont lombard par les travaux de Taramelli, Sacco et Stella. La différence d' altération des dépôts ne laisse subsister aucun doute sur l'existence de plusieurs périodes glaciaires séparées par des périodes de climat plus tempéré.

La deuxième question concerne l'existence de niveaux ou d'altérations pré-mindeliennes. Celles-ci ont pu être mises en évidence dans différentes régions, en particulier par H. Alimen sur le piedmont pyrénéen ou F. Bourdier sur la bordure française des Alpes occidentales. La série détritique villafranchienne forme un ensemble bien daté : A Leffe comme à Paderno d'Adda, il ne s'intercale aucun horizon d'altération pédologique. Pour leur part, les différents sondages et la stratigraphie des puits n'en révèlent pas. Sur les rives du lac de Garde, S. Venzo avait attribué au Günz-Mindel une altération de type "ferretto" mais celle-ci doit être revue et "rajeunie" en fonction des nouvelles datations des arcs morainiques. Il est dangereux de vouloir généraliser et d'essayer de retrouver en Lombardie le même schéma que dans le Lannemezan ou le Bas-Dauphiné ; si l'évolution d'ensemble du climat a été la même, il ne s'ensuit pas nécessairement par suite des conditions régionales et des caractères originaux à la fois du climat et du relief, que l'on doive rencontrer un modelé identique. La recherche doit se fonder sur l'observation directe, et jusqu'à maintenant, dans cette partie des Alpes, aucun indice de niveaux et d'altérations pédologiques qui pourraient être attribués à une phase Günz n'a été établi avec sûreté.

L'existence de trois grandes glaciations postérieures au Villafranchien étant un fait admis, le problème est bien celui de la distinction de ces différents épisodes et de l'attribution des formations à l'une ou à l'autre des glaciations. Les débats qui pendant les années d'après-guerre ont opposé A. Riva et S. Venzo pour le piedmont de l'Adda, les interprétations successives (I957, I96I, I965) que S. Venzo a donné de l'âge des arcs morainiques du lac de Garde montrent que la question mérite un examen attentif. Très souvent la

détermination de l'âge d'une formation a été le fait d'une connaissance personnelle, d'une expérience sur le terrain, surtout pour les anciens chercheurs, et les critères véritablement "objectifs" (profils pédologiques, couleur, composition pétrographique..) ne sont que d'une utilisation récente. Il y a ainsi un grand nombre d'observations de valeur inégale et de critères de datation très différents. La valeur des méthodes d'études du Quaternaire dans le cadre des Préalpes lombardes sera examinée avant de voir les éléments nouveaux que peut apporter une étude détaillée des altérations.

I - LES METHODES D'ETUDE DES DEPOTS NON ALTERES DU QUATERNAIRE -

Certaines ne concernent pas seulement le Quaternaire moyen ou récent. Pour son étude, elles sont plus largement employées. Elles paraissent à leur place dans ce chapitre consacré en partie à la méthodologie. Méthodes très variées, parfois d'une utilisation simple, parfois relevant de spécialistes. Les résultats sont inégaux, leur emploi et leurs apports dans le cadre de cette étude morphologique doivent être appréciés.

I°) L'étude des sables et des graviers.

L'importance des dépôts du Quaternaire conduit fréquemment à avoir recours à elle, mais leur emploi dst limité par la cimentation qui rend difficile l'extraction des sables et des galets.

a) l'analyse granulométrique de la fraction sableuse.

Elle a été utilisée chaque fois qu'elle pouvait apporter des résultats susceptibles d'influencer l'interprétation d'un dépôt. La méthode suivie est celle de A. Cailleux et J. Tricart (1959) avec construction de courbes cumulatives. Dans certains cas, elles ont été complétées par les pourcentages des fractions plus grossières (supérieures à 2mm) et plus fines (inférieures à 50 m). Intéressante dans certains cas (par exemple pour les bancs de sables du ceppo), la méthode apporte souvent seulement une confirmation des enseignements

tirés d'une étude de la disposition stratigraphique, de l'importance du matériel grossier, de l'émoussé des cailloutis et de la localisation du dépôt. Si une coupe présente à la fois des bancs de sable grossier et caillouteux et des bancs de limons ou de sables fins, la disposition de ceux-ci a plus d'importance que la granulométrie.

b) L'étude morphométrique des galets.

Indépendamment de l'étude du façonnement de détail des galets par les différents agents d'érosion (cupules, troncatures, striès, poli d'éolisation...), de nombreuses mesures de galets ont été faites pour déterminer les indices d'émoussé et d'aplatissement du matériel. L'absence de coupe ou d'affleurements montrant la proximité du glacier laissait à cette seule méthode le soin d'apprécier le mode de transport du matériel.

Un autre problème était le choix de l'échantillon lithologique. Celui-ci s'est porté sur les calcaires car les études et les séries de références publiées par A. Cailleux et J. Tricart (1959) sont particulièrement nombreuses. C'est le matériau dont le façonnement par les eaux, assez rapide, est le mieux connu. A ces considérations générales s'ajoutait sa quasi omni-présence dans les Préalpes lombardes, à l'exclusion de la haute montagne orobique et du massif de l'Adamello. Il forme la plus grande partie des cailloutis des conglomérats du Crétacé et se retrouve dans les dépôts tertiaires. Considérations générales et locales justifient ce choix.

Les indices d'aplatissement ont des médianes s'échelonnant entre 1,5 et 1,8, c'est à dire assez fortes respectivement à celles données par J. Tricart (1959), on ne doit pas y voir nécessairement une faible usure du matériel. Les mesures effectuées par cet auteur se rapportent surtout au Bassin Parisien, Alpes occidentales ou Jura, là où dominent des calcaires assez gélifs et se débitant facilement. En Lombardie, ce sont les calcaires dolomitiques ou les dolomies massives du Trias qui forment l'essentiel du stock lithologique. La gélifraction ou les glaciers n'en détachent que des éléments

grossiers et peu aplatis. La massivité et l'absence de microfissuration donnent des fragments épais. C'est dans cette perspective qu'il conviendra d'apprécier les indices d'aplatissement, significatifs de l'usure du matériel et de la lithologie.

L'indice d'émoussé des calcaires (2000 Ri/L) apparaît comme plus significatif des processus de façonnement et du milieu morphogénétique. Les médianes s'établissent entre 95 et 345 pour les dépôts quaternaires. Dans les vallées lombardes comme sur le piedmont, les cailloutis calcaires s'usenttrès rapidement, la turbulence des eaux particulièrement grande aux abords des glaciers et dans les vallées encaissées expliquent la rapidité du phénomène. Les indices d'émoussé élevés se combinent avec un indice d'aplatissement plus fort qui exprime l'action des eaux et celle du gel en cours de transport.

c) L'étude morphoscopique des grains de quartz a été très peu utilisée. Le matériel glaciaire fluvio-glaciaire et fluviatile par sa disposition, son émoussé et sa granulométrie dévoilait suffisamment son origine sans qu'il soit nécessaire de recourir à ce critère. Les observations faites ont montré des grains non usés ou à coins arrondis.

2°) Les techniques plus spécialisées : minéraux lourds et pollens.

Le spectre minéralogique d'une formation et l'analyse des pollens ont apporté des résultats intéressants.

a) L'analyse des minéraux lourds.

Elle a pour but de déterminer l'origine du matériel et n'a pas été utilisée pour le Tertiaire lombard où le spectre est significatif. La disposition des vallées [illegible] lombardes, parallèles entre elles, où les communications de vallée à vallée ont été rares, ne posent guère de problèmes sur l'origine du matériel.

Dans deux cas (Valsassina et bassin de Clusone) elles ont été d'une aide précieuse. Leur utilisation nécessite cependant la connaissance, par d'autres analyses de minéraux, du spectre minéralogique des différentes régions de provenance.

b) les analyses polliniques.

La palynologie est une science propre, elle sortait évidemment du cadre de nos préoccupations directes. Les analyses palynologiques permettant de dater une formation quaternaire présentent pour le morphologue un double intérêt : d'abord la connaissance de la végétation et du climat, donc du milieu morphogénétique, corrélativement la datation des formations équivalentes et voisines. Dans ce sens, elles peuvent apporter un élément capital pour la datation et la connaissance de l'évolution du relief. Malgré des réserves, elles sont un appoint très précieux. Cependant, l'altération du dépôt a pu détruire les pollens. A l'intérieur des Préalpes, la plupart des formations lacustres se sont révélées stériles. Sur le piedmont, elles ont encore rarement fait l'objet de recherches quoique les dépôts utilisables soient considérables. En dehors du gisement de Leffe, on n'a que peu d'éléments de référence. Les argiles glaciaires de Porto di Salo ont révélé quelques pollens (S. Venzo, 1965). Des échantillons ont été prélevés en des points du piedmont et des vallées. Préparées au Laboratoire de Géographie physique d'Aix, les analyses ont été faites par le laboratoire de Palynologie de Marseille.

Jusque là, les nombreux lacs d'obturation glaciaire des amphithéâtres morainiques de Come, Lecco, Iseo, n'ont fait l'objet d'aucune recherche systématique. Il était hors de nos compétences de les entreprendre, mais leur étude, vue la puissance des accumulations lacustres où il a été découvert sporadiquement des restes de végétation, ne manquerait pas d'intérêt pour le palynologue et pour une meilleure connaissance du Quaternaire lombard. En montagne ou sur les terrasses du piedmont, il est plus rare de trouver une formation lacustre très importante en rapport avec les dépôts des grandes glaciations. Cette lacune est d'autant plus regrettable que la série de Leffe constitué pour le Quaternaire ancien de cette partie des Alpes une base de références.

3°) Indigence des données de la préhistoire.

Le matériel préhistorique qui fournit souvent un précieux élément de datation en Europe occidentale est ici peu abondant et son intérêt pour l'étude géomorphologique reste médiocre. Le fait tient d'abord à l'ampleur des glaciations quaternaires qui comme dans toutes les Alpes, n'a permis qu'une occupation tardive de la montagne. On ne s'étonnera pas de constater que la plus grande partie du matériel provient du Néolithique, de l'âge des métaux et bien sûr de l'Antiquité. La plupart des découvertes n'ont qu'un intérêt bien mince pour le morphologue.

Des restes d'industries préhistoriques se rencontrent épars dans différentes cavernes de la bordure préalpine. Au Buco del Piombo, sous le Monte Bolletone (Province de Come) on a trouvé quelques restes d'Ursus Speleaus, Cervus et des objets moustériens. Le gisement le plus intéressant est celui de la grotte de Zandobbio à 370 mètres en Val Cavallina (V. Vialli, 1957) qui a fourni sous une faune de l'Holocène (Vulpes, Lupus, Capra, et Ursus Spelaeus) une croûte en travertin avec Cervus Elaphus et au-dessous un niveau à brèche ossifère avec Elephas Antiquus, Rhinoceros Mercki, Emys orbicularis... (Fin de l'Interglaciaire Riss - Würm ?). L'intérêt de cette découverte, indépendamment de sa valeur propre, est de montrer que la vallée du Torrent Malnera était creusée à ce niveau dès l'Interglaciaire Riss - Würm pour le moins.

Les gisements plus importants se trouvent aux confins de notre terrain, sur la rive gauche de l'Adige. A Quinzano, 3 kilomètres au Nord-ouest de Verone, la carrière de la Cava Vecchia a livré un abondant matériel paléontologique et préhistorique (F. Zorzi et A. Pasa, 1945, 1952 ; A. Pasa, 1956). Les formations de la base ont donné d'importants restes de faunes (Cervus Elaphus, Bison priscus, Elephas Trogontherü intermedius Jourdan) des industries de type chelléen et clactonien, puis Levalloisien - Moustérien. Le tout couronné par un sol rougeâtre avec laurier daté de la fin du Riss et du Riss - Würm. La partie supérieure de la carrière (Case Nove) montre une série de terrains, avec développement de sols, faune de milieu froid, traces de solifluxion et de constructions dunaires marquant des alternances

de froid sec et humide. L'ensemble, trop long à décrire ici, montre trois épisodes froids (Würm I, II et III). Au Nord de San Ambrogio di Valpolicella, la petite colline de Ca Verde a livré des silex de type moustérien et clactonien.

Un cas étrange est celui de Val Camonica, où dans les apports caillouteux de l'Oglio, en amont du lac d'Iseo, à Braone, G. Cadeo (I963) a trouvé un matériel attribué au Paléolithique inférieur !. L'ampleur du glacier wurmien, qui ici sur plus de IOOO mètres recouvrait le fond de la vallée, fait que l'on a de la peine à concevoir qu'il ait pu rester en place. Tous les restes préhistoriques anciens trouvés à l'intérieur des Alpes (cf. F. Bourdier, I96I) l'ont été dans des grottes situées à une altitude élevée ("Moustérien alpin").

Les restes néolithiques et de l'âge des métaux sont extrêmement nombreux. De cette époque date vraiment la pénétration des hommes dans les Préalpes. Un témoignage probant est fourni par les restes de cités lacustres trouvées en très grand nombre dans les anciennes zones marécageuses du lac de Garde entre Lonato et Desenzano, entre l'arc morainique le plus externe et le plus continu et les rives du lac. A cette implantation a été donnée le nom de "civilisation de Polada" (Cornaggia, Castiglioni O., I956). D'autres témoignages ont été trouvés dans les lacs du Trentin occidental et de la Lombardie, au lac de Ledro, à Castione, et à proximité de Bergame. Ce dernier est le plus intéressant. Il se trouve dans une zone lacustre dont le barrage est constitué par une terrasse du Serio. A Petosino, sous trois mètres d'argiles et de graviers, E. Caffi (I938) a découvert des restes de palafittes et une hache de bronze. Ceux-ci recouvrent deux mètres d'argiles, puis des sables inférieurs où ont été mis à jour des ossements de mammouth témoignant d'une phase froide (Würm ?).

Les témoignages de l'occupation humaine pendant l'antiquité sont très nombreux et très dispersés. Les seuls à offrir un intérêt pour la morphologie sont ceux de la basse vallée du Sarca où les gigantesques éboulements des marocche ont enseveli des argiles contenant des tessons d'époque romaine (G.B. Trener, I929). Une bonne partie

de ces gigantesques accumulations est d'âge historique.

Ces quelques exemples présentent un intérêt parce que situés dans notre zone ou à proximité immédiate. Des enseignements peuvent être tirés des gisements situés en Italie du Nord ou dans la péninsule, mais ce n'était pas notre propos quoiqu'il soit intéressant de connaître l'évolution des régions proches. Hormis quelques cas les données de la préhistoire sont rares et d'un intérêt faible dans la prespective qui est la nôtre.

4°) L'utilisation des sondages se révèle difficile.

Un grand nombre de sondages et de puits ont été effectués pour la recherche de l'eau dans la partie la plus haute de la plaine lombarde. On a vu le parti que l'on pouvait en tirer pour le Quaternaire ancien et la connaissance de l'étendue du ceppo villafranchien. Pour le Quaternaire récent, on se heurte aux mêmes difficultés. Hormis que la localisation des sondages n'est pas toujours celle que l'on désirerait, c'est souvent leur imprécision dans la détermination du matériel qui est une gêne. Des argiles sont signalées mais leur couleur n'est pas mentionnée, les cailloux ou blocs qu'elles contiennent sont rarement précisés quant à leur dimensions et leur état d'altération. Les conglomérats ne voient pas leur résistance appréciée. On cite fréquemment des blocs très gros (trovanti) mais sans autre précision. S'agit-il d'une formation morainique ou d'un épandage fluvio-glaciaire assez proche du front du glacier ? Chaque fois que la coupe peut apporter d'utiles indications sur l'évolution morphologique, elle sera utilisée en tenant compte du contexte : gros blocs dans de l'argile ou dans des sables, épaisseur de la couche, localisation du sondage respectivement aux accumulations morainiques. Les sondages de la plaine donnés par les forages si ils peuvent être très utiles, ne comportent pas moins de gros risques d'interprétation et doivent être utilisés avec prudence.

Ces différents moyens peuvent dans certains cas être d'un apport décisif, mais ce sont les critères topographiques et l'altération des dépôts superficiels qui formeront le fond de nos arguments dans l'étude des dépôts du Quaternaire moyen et récent.

II - LES CRITERES TOPOGRAPHIQUES D'UNE DISTINCTION DES TROIS DERNIERES GLACIATIONS -

Il y a une série de critères fondés sur la topographie même des différents arcs morainiques et des terrasses. La morphologie classique les a amplement utilisés et c'est en partie sur ceux-ci qu'est fondée la distinction des différentes périodes froides du Quaternaire. Rien n'est plus logique en effet que de penser que les moraines les plus externes sont les plus anciennes et les plus démantelées par l'érosion et que les terrasses d'érosion ou d'accumulation les plus élevées témoignent des épisodes les plus anciens. La réalité est plus complexe et il existe dans toute la région qui nous intéresse un grand nombre d'arcs morainiques et de terrasses, et la complexité des faits s'accorde mal avec les schémas classiques. Une série d'arguments ont déjà fait l'objet de nombreuses études critiques, en particulier de P. Gabert (1962, p. 289 et suivantes) pour la partie occidentale des plaines lombardes.

1°) L'altitude relative des dépôts morainiques et des terrasses dans les vallées préalpines et le piedmont.

a) Dépôts morainiques de montagne et arcs morainiques du piedmont.

Les études menées par R. Pracchi et G. Nangeroni (1954) sur les deux bras du lac de Come, par O. Vecchia et G. Nangeroni sur les bords du lac d'Iseo, ont conduit à la distinction de trois éléments : 1°) en altitude, existence de débris morainiques épars (morenico sparso o scheletrico) 2°) un cordon morainique bien dessiné, attribué au Riss, 3°) en contrebas une série d'une dizaine de niveaux d'accumulations glaciaires sous forme de replats (terrazzi) construits par accumulation latérale sur le bord du glacier et datés du Würm. On note une certaine continuité de ces trois éléments le long des rives de ces lacs, ainsi qu'un abaissement généralisé de l'amont vers l'aval. Mais est-ce suffisant pour en tirer des conclusions aussi précises quant à l'âge de ces dépôts et à l'existence de trois glaciations correspondant à ces trois éléments ? Plusieurs objections peuvent être faites à cette classification un peu systématique.

La destruction ou le démantèlement d'un dépôt ne peut être un critère exclusif de sa datation, mais seulement une présomption. L'érosion est particulièrement active en montagne et elle se manifeste de multiples façons selon les endroits : gélifraction, décompostion chimique, glissements en masse, ruissellement, solifluxion.. Si l'on admet que les accumulations glaciaires les mieux conservées sont celles de la dernière glaciation, pourquoi attribuer uniquement au Mindel, les débris épars au-dessus du cordon morainique ? Celui-ci ne marque d'ailleurs par lui-même qu'une période d'accumulation liée à une certaine stabilisation du glacier.

Le relief joue un rôle considérable dans le dépôt et la conservation du matériel accumulé. Sur les pentes fortes, le glacier laisse des débris moins importants et en position instable. Dès que son retrait s'amorce, l'érosion l'entraîne vers le bas ne laissant que de minces traces de son passage antérieur. Sur les replats ou dans le fond des vallées, peu ou même nullement sollicités par la pente, le matériel reste en place. Dans la vallée principale, le glacier érode, mais accumule relativement peu ; inversement dans les vallées adjacentes, les diffluences du glacier principal pénètrent et abandonnent leurs débris, jalonnant leur retraite d'une suite d'accumulations d'obturation latérale. Cette sujétion aux conditions locales fait que les raccords d'un versant à l'autre sont toujours délicats. Il n'est pas rare de trouver dans une vallée deux cordons morainiques bien dessinés, mais seulement un seul sur la rive opposée !. L'accumulation des moraines est étroitement liée aux conditions locales du relief et de la situation. On pourrait en multiplier les exemples. Des accumulations rissiennes ou mindeliennes ont pu se maintenir dans des vallées, mais la moraine wurmienne était fortement érodée, voire totalement dispersée sur les versants voisins. La position altimétrique d'un dépôt ne peut être un critère absolu de sa datation.

Pour ces raisons, on comprendra que l'on soit réservé sur les attributions au Riss et au Würm qui ont été faites du cordon morainique et des replats, sans pour cela mettre en doute la valeur et l'exactitude des observations qui ont été effectuées. Les raccords faits entre le cordon morainique et les accumulations inférieures d'une part,

les moraines frontales de l'amphithéâtre morainique d'autre part, semblent hardis. Les arcs morainiques du piedmont se côtoient au point d'être séparés par une centaine ou quelques dizaines de mètres !. Si l'on tient compte de la distance séparant la bordure et le front morainique, en particulier sur l'Adda et au sud d'Iseo, et du fait que les reliefs qui accidentent le piedmont aient pu modifier la pente générale du glacier, on comprendra que nous les considérions comme très hypothétiques. En plaine, les conditions morphologiques sont très différentes, aussi est-il présomptueux de rapprocher les moraines ferretisées et le "morenico sparso" qui souvent n'est pas en place.

b) L'altitude relative des terrasses est un critère plus sûr.

Les terrasses fluviatiles seront d'une utilisation moins sujette à caution, au moins dans les vallées préalpines où il est aisé de distinguer trois niveaux principaux. La datation est relativement facile car malgré les apports des versants, on retrouve l'altération pédologique in situ. Vers l'aval, dès le débouché sur le piedmont, les niveaux vont se subdivisant et se multipliant, particulièrement pour le Quaternaire récent, du fait de la subsidence de la partie centrale de la plaine. Les apports des versants, soit par ruissellement, soit par solifluxion ne sont pas rares. La couleur rouge de certaines terrasses est due, non à une altération pédologique, mais à des apports d'argiles de décalcification des versants calcaires voisins. C'est le cas de la plaine du Chiese au sud de Gavardo.

Dans les accumulations de piedmont les niveaux s'emboitent les uns dans les autres. Certes il y a un ordre chronologique qui est indubitable, mais il convient d'être prudent dans les raccords terrasses - moraines. Il n'est pas exclu qu'une moraine récente ait recouvert une terrasse plus ancienne au moment de son extension maxima, mais que les eaux en aient épargné une bonne partie. C'est le cas sur la rive orientale de l'Adda où des moraines fraîches viennent en contact sur un niveau très altéré.

L'altitude d'un dépôt morainique ou fluviatile est un élément important de sa datation, mais il ne doit pas être considéré comme un

facteur essentiel et déterminant. Il doit être replacé dans son cadre morphologique. Il ne peut en aucun cas fournir par lui-même une datation.

2°) Les arcs morainiques du piedmont : difficulté d'une corrélation.

a) diversité et nombre des cordons morainiques.

Le nombre et l'allure des arcs morainiques sont des critères à utiliser avec précaution. Dans les vallées bergamasques (Val Seriana et Val Brembana), trois niveaux bien distincts se rapportent à des moraines assez éloignées les unes des autres. Canalisées dans la vallée, les glaces enregistraient par un fort déplacement tout accroissement notable de leur volume. Dans la plaine en revanche, le glacier qui s'étalait en plusieurs lobes sur le piedmont, accroissait légèrement sa surface, avançant un peu sur l'ensemble de son front. En plaine, les arcs morainiques sont plus rapprochés que dans les vallées et les raccords avec les terrasses sont moins faciles à établir. La puissance des organismes glaciaires s'étalant sur le piedmont explique celle de l'accumulation et le grand nombre d'arcs morainiques.

Il serait vain de chercher une correspondance entre le nombre d'arcs morainiques d'un amphithéâtre à l'autre. Leur existence est liée à la fois à la topographie locale et aux apports des différents affluents du glacier principal, mais les bassins d'alimentation sont très divers. Beaucoup de cordons sont enfouis sous les eaux des lacs. Sur l'appellation même d'arc morainique, on pourrait discuter longuement. Les lambeaux d'arcs de quelques dizaines de mètres de long, nombreux dans l'amphithéâtre du lac d'Iseo, la méritent-ils ? Toujours est-il qu'une corrélation est difficile à proposer puisque l'on en compte une dizaine vers Come mais cinq seulement le long de l'Adda. Le glacier ne s'est pas comporté comme un bil-dozer reculant et avançant par saccades pour donner chaque fois un remblai. A l'est de Brivio sur l'Adda, les eaux du Sonna ont construit une série de terrasses d'obturation glaciaire. La seule moraine typique est celle de Pontida. Les dépôts glaciaires sont largement influencés par la topographie locale. Il est difficile de systématiser et d'établir des

corrélations d'un bassin à l'autre.

b) L'arc morainique principal.

Ces réserves étant faites, il n'en reste pas moins que tous les amphithéatres du piedmont lombard entre Come et l'Adige présentent un arc morainique plus élevé que les autres. C'est ce que A. Riva (I94I, I953, I954) appelle la "cerchia tipica" qu'il définit comme le cordon le plus élevé, le plus frais, le mieux dessiné et le plus continu. Au sud de Come, c'est celui de Cantù ; en Brianza orientale ceux de Monticello Brianza, de Villa Biffo la Forcella au nord de Merate, de Pontida au nord-ouest. Mais à l'est de l'Adda et au nord de Calusco, on trouve deux cordons aussi bien conservés l'un que l'autre, celui de Vanzone Carvico et légèrement en retrait celui du Monte Cucco. Au sud d'Iseo, l'arc morainique principal est double et domine largement les autres, d'Adro à l'Ouest, à Provaglio à l'Est. Sur les rives du lac de Garde, il y a en particulier au sud, un grand nombre d'arcs morainiques bien dessinés, mais le plus élevé et le plus continu se suit de Lonato à Solferino et à Sommacampagna. En Brianza orientale et au sud-est de Lonato ou d'Adro (Iseo) on trouve en avant de ce cordon principal un nombre très variable d'arcs morainiques plus ou moins démantelés ; en revanche, à l'est de l'Adda, ou du Montorfano de Rovato, au sud et à l'est de Rovato, il n'y en a pas. L'existence de ce cordon principal est un caractère commun à toutes les accumulations morainiques de ce piedmont. Sa datation est un problème fondamental. Il a été attribué par la plupart des chercheurs au Würm (A. Riva, P. Gabert, F. Ugolini, et G. Orombelli) mais au Riss par S. Venzo et O. Vecchia. On est en droit de se demander s'il marque partout le maximum d'extension de l'une ou de l'autre de ces glaciations ou seulement une période de stationnement ne correspondant pas nécessairement partout au maximum glaciaire. Il conviendra d'examiner chaque cas en particulier en faisant appel à d'autres critères.

L'attribution de cet arc principal est d'une importance décisive car il permet de dater toutes les accumulations en arrière ; de ce fait s'il est classé dans le Würm, la quasi totalité des dépôts

morainiques sont imputables à la dernière glaciation ainsi que la plus grande partie des terrasses ; inversement s'il est daté du Riss, la glaciation würmienne se trouve réduite aux arcs les plus internes qui ourlent les lacs.

3°) Le réseau hydrographique.

La direction des rivières secondaires a été utilisée comme critère distinctif entre Riss et Würm, (G. Nangeroni et A. Riva). L'âge récent des accumulations du Würm aurait permis l'existence d'un réseau centripète dans les amphithéâtres morainiques, tandis qu'il serait centrifuge dans les moraines externes plus anciennes. Le simple examen de quelques cartes topographiques montrent combien le plus souvent, il est difficile de faire le partage, tant le réseau hydrographique est souvent indécis et s'organise en fonction des grands organismes fluviaux (Adda, Oglio, Mincio) ou de rivières de moindre importance (Lambro). Néanmoins la moraine principale sert de ligne de partage des eaux particulièrement nette et continue en Brianza occidentale et sur le pourtour du lac de Garde. A l'intérieur de cet arc les rivières secondaires suivent les chenaux proglaciaires s'y frayant difficilement un passage au milieu des marais et de dos morainiques. L'organisation du réseau hydrographique est intéressante "à prendre en considération" (P. Gabert, 1962 p. 293). Mais est-ce toujours un critère déterminant ?. Au sud d'Iseo, le drainage est centrifuge au sud des deux moraines les plus internes et l'arc principal est largement ouvert par le Longherone. Il paraît hâtif d'y voir un argument pour attribuer au Riss le grand arc morainique d'Adro.

Pour ce qui est du réseau hydrographique, le critère principal paraît être la dissection plus ou moins avancée des cordons morainiques par des rivières ou des vallons asséchés dont l'écoulement se fait ou se faisait vers l'extérieur. Les zones ferretisées du Mindel ont un drainage flou et réduit. La profondeur du ferretto explique l'absorption des eaux jusqu'à saturation des argiles et la permanence de zones marécageuses. Le drainage ne prend une certaine vigueur que sur la bordure où il y a reprise d'érosion vigoureuse.

Cette humidité et l'infertilité du sol favorisent le développement d'une forêt de feuillus à sous-bois calcifuge. Ce sont les "brughiere" ou le "boscacio" (le mauvais bois) au nord de Monza. Les moraines rissiennes sont conservées sous forme de dos allongés aux formes douces mais n'ont pas une grande continuité. Elles sont interrompues par des niveaux fluviatiles se rattachant aux moraines internes en particulier à l'arc principal, qui n'est quant à lui traversé que par les grands émissaires. Cependant il serait abusif d'attribuer au Riss toutes les esquisses de cordons morainiques en avant de la "Cerchia tipica" ; certains sont d'une fraîcheur telle qu'ils doivent être rattachés à la dernière glaciation. En Brianza, F. Ugolini et G. Orombelli (1968) ont calculé les pentes moyennes des moraines : 12 à 8 % pour le Mindel, 20 % pour le Riss, plus de20 % pour le Würm. Il ne peut s'agir que d'une observation, et les deux auteurs n'en tirent pas une règle fondamentale. Il est nécessaire de ne pas "systématiser". La forme topographique ne peut être qu'un critère supplémentaire, s'ajoutant à d'autres observations.

CONCLUSION

Aucun des critères topographiques n'est susceptible d'apporter à lui seul une preuve déterminante de l'attribution précise des moraines ou des terrasses du piedmont. Dans cette région où la végétation est dense et colonise rapidement les coupes et les carrières dès qu'elles ne sont plus exploitées, il sera nécessaire de leur faire appel pour déterminer, à partir des points où nous avons un grand nombre d'éléments d'appréciations, l'attribution des cordons ou des terrasses qui leur font suite, les précédent ou se trouvent en retrait. La datation précise de ceux-ci, outre les observations citées ci-dessus, dépend surtout de critères pétrographiques, stratigraphiques et pédologiques.

III - LES CRITERES PETROGRAPHIQUES, STRATIGRAPHIQUES ET PEDOLOGIQUES -

Ces critères et l'existence de plusieurs niveaux fluvio-glaciaires ont été le fondement de pluriglacialisme et de la distinction des différentes glaciations. Depuis longtemps, les chercheurs avaient distingué les profondes altérations de couleur rouge (ferretto) du Mindel de celles des moraines et des terrasses plus récentes. Si on s'accorde sur l'attribution au Mindel des dépôts ferretisés, la discussion porte sur la distinction entre Riss et Würm. Différents éléments d'appréciation permettent de faire le partage entre les dépôts de l'une et de l'autre.

I°) Altération et composition pétrographique des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires.

La grande épaisseur de l'altération fait d'abord l'originalité des dépôts mindeliens : En Brianza, vers Camparada où l'arc morainique est encore bien conservé elle atteint une dizaine de mètres. L'ampleur de l'altération est telle que sur les terrasses elle atteint le ceppo sousjacent, y creusant de larges cavités, observées par P. Gabert (1962) en Lombardie occidentale et en Piedmont, et par nous-mêmes sous les niveaux mindeliens bordant l'ancienne route de Monza à Lecco. L'altération est si poussée que subsistent surtout des quartz, quartzites ou des roches cristallines basiques altérées (serpentinites ou amphibolites). Les calcaires ont presque totalement disparu, granites et gneiss sont réduits à l'état de tâches, de "cailloutis pourris", Dans les horizons inférieurs, les blocs grossiers sont à l'état de "fantômes" et se taillent très facilement avec le marteau, en particulier le verrucano grossier des Préalpes bergamasques. Ces caractères se vérifient aussi bien dans les vallées que sur le piedmont.

Pour la distinction entre Riss et Würm, outre l'altération beaucoup plus profonde pour les dépôts de l'avant dernière glaciation, il a été procédé à des comptages de cailloutis en prenant chaque fois les échantillons dans l'horizon B des sols, où les différences d'altération sont les plus sensibles (tableau 2). Celle-ci est faible

pour le Würm, avancée pour le Riss. Nos résultats sont en accord avec ceux de F. Ugolini et G. Orombelli (I968), bien que ces deux chercheurs trouvent des pourcentages de calcaires un peu plus élevés (tableau 2). La nomenclature des roches a été simplifiée en considérant seulement les types de roches susceptibles de présenter les meilleurs contrastes. Dans le Riss, il n'est pas toujours possible vu l'altération des cailloux de distinguer gneiss et micaschistes.

D'une façon générale, les calcaires forment toujours moins de 20 % des cailloutis dans le Riss, mais atteignent des pourcentages toujours supérieurs à 25 % dans le Würm. La part de la zone sédimentaire s'accroissant d'Ouest en Est, il en résulte des pourcentages très élevés (tableau 2), dans les moraines récentes des lacs d'Iseo et Garde. Le pourcentage de roches siliceuses (quartz, quartzites, silex, radiolarites) faible dans le Würm, devient important dans le Riss. Il en est de même pour les roches ultrabasiques. Ces comparaisons, compte tenu de la composition pétrographique très différente des bassins glaciaires et par suite des apports, doivent être faites à l'intérieur de chaque bassin. On ne peut en effet mettre en rapport les dépôts de la Brianza et du lac de Garde. Un "Würm" de la première pourrait fort bien être considéré comme Riss sur les rives du Garde !. Ce fait géographique important étant pris en considération les remarques ci-dessus restent valables. Les silex n'ont une place notable que sur les rives du lac de Garde, et les grés, surtout présents à Casatenuovo et à Sirtori, sont liés à la traversée par les glaciers de la zone de grès crétacés de la Brianza orientale.

A ces critères quantitatifs, s'ajoutent une série d'observations "d'ordre qualitatif" sur l'état plus ou moins poussé de l'altération. Dans les dépôts wurmiens, calcaires, gneiss, micaschistes et granites sont généralement frais tandis que dans le Riss, ces roches sont altérées et se brisent facilement à la main ou avec le marteau. Dans le Würm, les roches cristallines ou métamorphiques sont altérées superficiellement, plus profondément lorsqu'elles sont riches en micas (micaschistes des lacs, tonalites). Dans les moraines de l'avant dernière glaciation, souvent elles se délitent entièrement, F. Ugolini et G. Orombelli (I968) ont fait quelques études statistiques : dans les moraines ou terrasses würmiennes, de 2 à I4 % des roches

sont très altérées, de 6 à IO % le sont partiellement, dans le Riss les pourcentages correspondants sont de 40 % et 25 % respectivement pour les cailloutis de moins de IO cms ; de 67 % et I7 % pour les blocs de plus de IO cms. Là encore, de grandes différences apparaissent entre les différents amphithéâtres morainiques : en Brianza, les moraines argileuses retiennent l'humidité et favorisent une altération rapide, mais sur les rives des lacs d'Iseo ou de Garde les dépôts plus caillouteux et sableux favorisent l'écoulement des eaux et par conséquent une moindre altération des éléments. La nature plus argileuse des moraines de la Brianza est à mettre sur le compte de l'importance de la zone de roches cristallines ou métamorphiques au nord du lac de Come. D'une part l'abrasion glaciaire, plus considérable sur des roches qui se délitent peu, fournit en abondance des débris fins ; d'autre part, l'évolution sous climat tempéré chaud et humide pendant les phases interglaciaires a permis la formation de sols meubles, repris en charge lors de la crue glaciaire suivante (cette observation vaut pour les basses vallées et les versants libérés par les glaces pendant une assez longue période). Dans les Préalpes orientales, où la zone sédimentaire forme la majeure partie des bassins, la gélifraction et le débitage par arrachement des calcaires à la faveur des diaclases, nombreuses du fait des efforts tectoniques, sont responsables de l'abondance des cailloutis calcaires, nombreux dans les sols surmontant les dépôts würmiens ; ils sont altérés, profondément le plus souvent, dans les sols Riss-Würm.

L'un des critères les plus significatifs est la patine d'oxyde de fer et de manganèse qui recouvre un grand nombre de cailloutis dans les moraines rissiennes. Le cortex d'altération est moins profond que sur les mêmes cailloutis des moraines mindeliennes. Il ne forme qu'un "voile" sur le bloc, de teinte jaunâtre à noirâtre. Les marnes et calcaires marneux très altérés prennent ces teintes et se montrent poreux. Exceptionnellement, les quartz sont jaunis et grignotés. En revanche, dans les accumulations du Würm les cailloutis sont rarement revêtus d'une telle patine, en Brianza seulement, les cas sont un peu plus fréquents vu l'abondance de roches cristallines susceptibles de libérer des oxydes de fer par altération, mais à l'est (Garde) les éléments calcaires sont presque toujours intacts.

Les critères pétrographiques sont fondamentaux pour la distinction des trois dernières glaciations. Ils révèlent fort bien le degré d'altération, mais doivent toujours être prélevés dans le même horizon du sol. Dans les moraines récentes, nous avons évité de prélever nos échantillons au sommet du vallum toujours bien podzolisé et altéré sur une épaisseur anormalement forte, mais sur les bas versants. Les comparaisons doivent s'établir de préférence à l'intérieur de chaque ensemble (Brianza, Iseo, Garde). L'étude des critères stratigraphiques et pédologiques confirmera cette conclusion.

2°) Superposition de dépôts morainiques et couverture de loess.

Une succession d'arcs morainiques plus ou moins continus en avant de la moraine wurmienne la plus externe témoigne des pulsations du glacier rissien. Dans la partie occidentale de la Lombardie, les deux terrasses les plus élevées correspondent aux glaciations Riss et Mindel.

La superposition de moraines d'âge différent séparées par un sol interglaciaire reste l'exception. F. Ugolini et G. Orombelli (1968) ont signalé que la moraine rissienne d'Appiano Gentile contenait des blocs de ferretto mindelien. Il y a également, sur les bords du lac de Garde, les coupes très connues de Cavalgese et de Valsorda. A l'est d'Adro (zone d'Iseo), une carrière ouverte pour les fondations d'une villa montrait la moraine würmienne recouvrant un paléosol Riss - Würm développé sur une formation morainique.

L'existence d'une couverture de limons bruns-jaunes (10 YR 5/3 - 10 YR 5/6) sur les terrasses et les moraines du Riss et du Mindel est un élément essentiel pour la datation de celles-ci. S'ils recouvrent seulement les versants des moraines, entraînés vers le bas par la solifluxion, ils forment une couverture continue et d'épaisseur inégale masquant les inégalités du sous-sol sur la terrasse mindelienne. On les retrouve aussi bien sur la colline isolée de Ciliverghe au sud-est de Brescia que sur les vastes niveaux mindeliens en avant des amphithéattes de Come et de Lecco. Ils sont plus fréquents

à l'ouest de Bergame où les terrasses du Riss et du Mindel sont bien développées. Souvent ils sont utilisés par les tuileries et briqueteries qui y ont ouvert de larges carrières.

Ces limons bruns-jaunes ont une épaisseur très variable, nulle le plus souvent sur le sommet des arcs morainiques, de quelques décimètres à un mètre, voire un mètre cinquante sur leurs pentes, de cinquante centimètres à deux mètres sur les terrasses. L'analyse granulométrique (figure 32) montre qu'il s'agit de véritables loess si l'on se réfère aux critères établis par la Commission de terminologie des limons (J.P. Lautridou, 1969).

Elle a été effectuée après destruction de la matière organique, par tamisage humide au tamis de 50 microns et mise en sédimentation après dispersion des argiles, puis mesure au densimètre Meriau. La fraction argilo-limoneuse est toujours supérieure à 60 %, dépassant le plus souvent 80 %. Les échantillons du Torrion de Valsorda et de Novedrate présentent une courbe cumulative en forme de sigmoïde bien redressée (médianes 22 et 40 microns) tandis que les autres comportent une fraction d'argiles et de limons fins très importante (80 % ou plus du stock en dessous de 20 microns) et un classement moins marqué. Les premiers avec un fort pourcentage de limons grossiers et de sables (plus de 50 % au dessus de 20 microns) caractérisent les dépôts éoliens proches du front morainique wurmien. En revanche, ceux des hautes terrasses de la plaine lombarde sont formés d'éléments fins et très fins. Il existe un rapport entre la granulométrie des loess et la proximité du front glaciaire wurmien.

La situation de certains gisements isolés au-dessus de la plaine lombarde comme Ciliverghe exclut toute origine autre qu'éolienne, de même que sur les hautes terrasses de l'Isola Bergamasca et de Figino Meda. Les apports de versant ne sont notables que dans les points immédiatement au pied des reliefs de la bordure préalpine (Almenno, Valtesse...) où des débris cryoclastiques se mêlent aux limons. Dans ces cas, les limons bruns-jaunes reposent sur le soubassement par un véritable contact suivant un ravinement et jalonné par des cailloutis anguleux d'origine cryoclastique (Valtesse, figure I25). Mais sur les terrasses mindeliennes de la plaine, les loess bruns-jaunes wurmiens ne présentent pas de cailloutis, recouvrant un limon rubéfié

et totalement décalcifié (loess rissien). Celui-ci repose à son tour sur les dépôts ferretisés, morainiques ou fluvio-glaciaires du Mindel, contenant des cailloutis pourris. L'un et l'autre ne doivent pas être confondus.

Sur les moraines et les terrasses du Riss, la couverture de loess wurmiens tapisse le plus souvent des paléosols Riss - Würm tronqués par l'érosion (Novedrate) ou ayant glissé le long du versant (Bedizzole). Entre l'un et l'autre, ne s'intercale jamais un horizon de limons rubéfiés. Une distinction fondamentale peut ainsi être établie entre les formations du Riss et du Mindel dans la mesure où l'érosion n'a pas perturbé ou tronqué cette disposition.

Par contre, les terrasses wurmiennes n'ont que de rares placages limoneux, de quelques vingt à quarante centimètres, plus épais sur le bord externe de la haute terrasse würmienne, recouvrant un matériel fluviatile très frais. Quelques placages sporadiques ont été repérés sur le versant extérieur de l'arc morainique würmien le plus externe de l'amphithéatre d'Iseo, mais c'est un cas exceptionnel. La fraction limoneuse est réduite (moins de 20 %), ce sont des sables limoneux d'origine fluviatile répandus par les eaux d'inondation lors de l'avancée maxima du glacier wurmien.

Les processus d'épandage des limons würmien se comprennent d'autant mieux que de faibles différences d'altitude, séparent les terrasses du Würm, du Riss et du Mindel. Les limons d'inondation de la haute terrasse wurmienne ont été véritablement triés, soumis à un vannage efficace par les vents qui ont accumulé les poussières les plus fines sur la terrasse la plus haute et des limons fins sur le niveau rissien (figure 33). Ces actions éoliennes sont à mettre en rapport avec la phase d'avancée maxima du glacier wurmien (Würm I) ou des périodes froides et sèches postérieures (Würm 2, 3 ?). La couverture de limons ou de loess jaunâtres a valeur de critère de datation, caractérisant par son épaisseur les terrasses et moraines du Riss et du Mindel. Elle est exploitée, comme les loess rissiens rubéfiés, dans les carrières pour l'approvisionnement des briquetteries près de Figino, Meda ou dans l'Isola Bergamasca.

La présence de dépôts loessiques sur les moraines würmiennes n'est pas à exclure, mais elle est rare (cf. S. Venzo I962 et F. Mancini, I960). Des placages sporadiques se trouvent sur les bordures de la moraine würmienne la plus externe dans les amphithéatres d'Iseo et de Garde. Ils doivent être rapportés à une phase froide et sèche plus tardive.

Ces considérations et l'existence de limons würmiens sur la basse terrasse n'enlèvent rien à la valeur de critères de datation de la couverture limoneuse. Lorsqu'elle existe sur les terrasses wurmiennes, elle est très réduite.

3°) Les critères pédologiques sont le fondement de la distinction des trois glaciations.

A côté des critères pétrographiques et de la présence des loess, les profils des sols fournissent un autre élément de datation. Il a été utilisé, mais les conclusions sont divergentes quant aux caractéristiques des sols et l'attribution des dépôts à l'une ou à l'autre des glaciations. C'est pourquoi nous essayerons de préciser les caractères des sols développés sur les dépôts des trois dernières glaciations, regrettant qu'ils n'aient pas fait l'objet d'études plus nombreuses et plus systématiques. Signalons les nombreux profils donnés par P. Gabert dans sa thèse (I962) les travaux de F. Mancini (I960) et la contribution apportée par F. Ugolini et G. Orombelli pour la Brianza (I968).

a) Un problème préalable est posé par le profil des sols le long des versants des vallums morainiques.

La question est posée par les récents travaux de S. Venzo (I965, p. 7 - 9) sur la région du lac de Garde. Des sols de couleur rouge tapissent les talwegs entre les cordons morainiques et leur épaisseur diminue progressivement le long du versant pour disparaître à mi-pente et faire place à un podzol sur la crête du vallum. Doit-on voir dans ce sol rouge des bas de versants un sol plus ancien ayant

recouvert l'ensemble de l'accumulation, mais que le ruissellement et la solifluxion auraient entraîné dans les zones basses ?. C'est l'opinion de S. Venzo, elle est d'une grande importance puisque c'est sur ce critère qu'il attribue la quasi-totalité des moraines au Riss ! Les tranchées ouvertes pour la construction de l'autoroute montrent des coupes semblables et un net approfondissement des sols bruns rouges dans les creux. Mais il est rare, hormis quelques cas précis, que l'on puisse observer dans un profil de versant d'importants phénomènes de glissement et de solifluxion montrant qu'une partie de l'altération est héritée du haut du versant.

Le profil d'un versant avec podzolisation sur le haut et évolution plus avancée dans le bas doit être considéré comme un tout, C'est l'exemple même d'une "catena" ou "chaîne de sols" dans nos régions tempérées (P. Duchauffour 1965, A. Lacoste et R. Salanon, 1968, p. 99) faisant se succéder du haut vers le bas un sol brun podzolisé, un "ranker" à mi-pente, un sol brun de moins en moins lessivé sur le bas du versant, et un sol à gley dans les bas-fonds humides. Qu'il y ait des transports le long du versant (en particulier du fer et des carbonates), on en conviendra. Mais lorsqu'il y a glissement d'une partie du sol brun sur le bas versant, ou apport de colluvions, alors apparaît nettement une discontinuité entre les deux formations.

Une telle évolution est caractéristique des formations würmiennes, car elles présentent un relief, une pente et une fraîcheur qui permet une évolution de tout le versant. Les moraines Riss ou Mindel ne permettent pas d'observer des profils similaires. D'abord parce que les formes topographiques adoucies n'arrivent pas à susciter une évolution aussi différenciée des points respectifs du versant. La couverture loessique würmienne a masqué ou attenué les inégalités du terrain et les pentes d'autant qu'elle a parfois soliflué vers les bas. Elle a constitué un nouveau support, base d'une évolution pédologique nouvelle se superposant aux sols antérieurs et les fossilisant. Enfin, la profondeur des altérations pédologiques des sols mindeliens ou rissiens de l'ordre de plusieurs mètres avec une altération avancée ne favorise pas des transports latéraux aussi importants sur les versants, d'autant plus que ceux-ci ont une pente douce. Si par suite de l'érosion, creusement d'une rivière ou tout autre phénomène lié à la reprise d'érosion

post-glaciaire, une pente vient à se créer, il y a glissement de la masse argileuse sur la nouvelle pente et des "bavures" du plan supérieur sur le niveau inférieur.

Inversement la formation d'une chaîne de sols se conçoit dans du matériel frais, caillouteux, perméable, permettant à la fois une évolution rapide des sols et une mobilité des éléments minéraux et organiques le long des versants. L'ampleur de la podzolisation sur le vallum ne peut être un motif valable pour l'attribuer au Riss. L'altération profonde de l'avant dernière glaciation a laissé des traces sur le sommet ou sur les versants lorsque l'érosion a tronqué la partie supérieure du profil.

Sur les terrasses, l'évolution pédologique est moins soumise à ces règles puisque les pentes sont très faibles. Il sera intéressant d'étudier chaque fois le passage du sol de la terrasse à celui du bas de versant et du vallum.

b) La colorimétrie des sols est-elle un critère valable pour la distinction des dépôts des trois glaciations ?.

Les teintes différentes des sols quaternaires sont un lieu commun. Depuis une dizaine d'années, on a essayé d'en faire une étude plus systématique dans des domaines restreints (H. Alimen, 1964). Mais est-ce une méthode toujours valable et susceptible d'apporter des résultats appréciables de partout ?.

Avant d'en venir aux résultats eux-mêmes, il n'est pas inutile de préciser comment ceux-ci ont été obtenus. En effet, comment peut-on comparer des échantillons si la mesure de la couleur n'a pas été faite sur un matériel semblable et dans des conditions identiques ? Les mesures ont été éffectuées avec le Munsell Soil Color Chart sur des terres séchées et passées au tamis de 2 mm. Le problème le plus important est celui du choix de l'horizon dont on comparera la couleur avec celui d'autres sols. Si le pédologue mesure la couleur des différentes parties du sol, il ne peut être question de comparer celles-ci sur un grand nombre de profils, d'ailleurs fort différents. La couleur des horizons B

a été prise en considération parce que les différences de couleur sont plus sensibles et que la partie supérieure du sol est plus ou moins podzolisée par l'évolution actuelle ; c'est aussi celle qui a été conservée dans les sols anciens dont la partie supérieure a pu être tronquée par l'érosion. C'est seulement sur ces bases qu'une étude de la colorimétrie peut apporter des critères valables, sinon les variations de couleur dans un profil sont parfois telles qu'elles laissent une grande latitude.

Les tableaux 3 à 6 et la figure 34 présentent les résultats. Sous des signes distinctifs ont été figurés les sols sur loess ou limons et les sols développés sur moraines ou terrasses dans les différents amphithéâtres du piedmont lombard. Il y a, dans l'ensemble, un certain groupement des points pour le Mindel vers 5 Y R 5/4, vers 5 YR 5/6 et 5 Y R 5/8 pour le Riss, et une dispersion pour le Würm entre IO Y R 5/4 (Brianza, Iseo) et 5 Y R 4/6 (Garde). Bien que les points moyens des trois séries soient différents, il existe une telle disparité, un tel étalement des valeurs au sein de chaque série qu'il semble que pour la totalité du piedmont les différences de couleur doivent être utilisées avec prudence : vers 5 Y R on trouve des sols développés sur des dépôts des trois glaciations, comme vers 7,5 Y R. L'horizon B lorsqu'il a des teintes vers IO Y R 5/4 caractérise exclusivement les sols wurmiens.

Les comparaisons à l'intérieur de chaque groupe sont intéressantes : en Lombardie occidentale et centrale (Brianza, vallées bergamasques) les différences de couleur sont plus nettes (IO Y R pour le Würm, 7,5 YR pour le Riss, 5 Y R et même 2,5 YR pour le Mindel). En revanche, les échantillons de l'amphithéatre du lac d'Iseo montrent une grande dispersion, qui est en rapport avec la situation locale de chaque sol, les zones mal drainées ou les versants ont des sols peu évolués, les zones plates mais drainées parce que légèrement en surélévation ont connu une évolution plus rapide vers des sols bruns-rouges. Ceux-ci caractérisent les dépôts würmiens du lac de Garde : dans cette région, la couleur varie peu (toujours vers 5 YR), les sols Riss sont un peu plus sombres, car recouverts par la couverture de loess ou de la moraine, ils ont été enrichis par lessivage du sol supérieur. La nature très caillouteuse des moraines est un facteur favorable à une pédogénèse active, facilitant les mouvements de l'eau dans le sol et la réduction

des oxydes de fer, responsable d'une teinte plus vive des sols développés sur les dépôts de la dernière glaciation.

Malgré des caractères généraux communs, les observations et les réserves qui viennent d'être faites montrent combien il est difficile d'accorder une valeur à la colorimétrie dans un cadre très vaste. Celle-ci ne peut être qu'un élément supplémentaire d'appréciation d'une valeur relative, mais en aucune façon absolue. Elle est étroitement en relation avec le support lithologique et les conditions topographiques qui conditionnent l'évolution pédologique. Les comparaisons à l'intérieur de chaque groupe géographique que constitue un amphithéatre donnent des résultats assez valables. Le matériel est identique ou peu différent, les conditions d'évolution similaires. La nature plus argileuse du matériel défavorise une altération rapide, et ralentissant l'évolution fait ressortir en premier lieu les contrastes de couleur.

4°) Les analyses chimiques et l'analyse des argiles donnent des résultats importants et complètent les observations antérieures (I).

Le Laboratoire de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, auquel nous tenons à exprimer notre profonde gratitude, a bien voulu effectuer une analyse chimique complète d'une vingtaine d'échantillons et une détermination des argiles par diffractométrie X. Ces observations ont pu être confrontées avec celles de P. Gabert (1961, 1962) sur le ferretto.

(I) - La profondeur de l'altération et la décalcification varient énormément selon l'âge du dépôt. Aussi bien en Brianza que sur les bords du lac de Garde, les sols sont décalcifiés dans leur partie supérieure Pour le Würm, la profondeur du sol est de l'ordre de I mètre et les carbonates sont abondants, à cette limite. Mais cette épaisseur peut se restreindre à 50 cms sur les bords du Cherio et du Serio, dans les basses terrasses.

(I) on trouvera des analyses pédologiques complètes de sols dans les publications de F. Ugolini et G. Orombelli (1968) pour la Brianza, de F. Mancini (1960) pour les moraines du lac de Garde et notre étude régionale (II° partie de cet ouvrage).

Sur les moraines rissiennes, l'altération atteint plusieurs mètres (jusqu'à 3 ou 4 mètres). Le sol est parfois podzolisé avec un horizon délavé de couleur terne. Les carbonates ont été entrainés en-dessous de cette limite. A Montesolaro, près du Cantù, le sol Riss-Würm au sommet du Vallum morainique, fortement podzolisé par l'évolution postérieure, est totalement décalcifié jusqu'à plus de 3 mètres (0,04 % de carbonates de calcium ! pH de 5,3 !).

Dans le ferretto, la profondeur de l'altération dépasse les 5 mètres, atteignant parfois une dizaine de mètres. La décalcification est presque totale et les carbonates apparaissent sous forme de concentrations (tâches ou accumulation diffuse) dans les cailloutis fluvio-glaciaires de l'Anaglaciaire Mindel. Le contact du sol sur son substratum est franc, la grande carrière de Ciliverghe à l'est de Brescia montre qu'une intense altération a pourri les cailloutis sur plus de quatre mètres (et encore le sommet de la coupe a été tronqué !). Au bas du profil, en une quinzaine de centimètres, on passe ensuite du sol au substratum. Il existe un véritable front d'altération, de "ferrettisation" ; lorsque le sol était actif, il progressait par une intense désagrégation physico-chimique de haut en bas. Dans les formations morainiques du Mindel, quant il est observable, il montre un contact moins franc. Dans la plaine où l'altération a été plus profonde qu'en montagne, il est fréquent d'observer qu'après avoir ferretisé le dépôt morainique ou fluvio-glaciaire, celle-ci ait attaqué le ceppo sous jacent.

(2) - Profils simplifiés des différents sols.

Rappelons tout d'abord que la couverture de loess würmiens qui tapisse les terrasses plus anciennes a subi une évolution pédologique propre par podzolisation et que de ce fait, elle a préservé les sols précédents au moins lorsqu'elle était épaisse (figure 28). Elle présente généralement trois horizons :

- un horizon humifère superficiel de 50 à 60 cms.
- un horizon jaunâtre, délavé et décalcifié de structure grumeleuse (I), hauteur de I mètre à I mètre 50.

(I) Pour la définition de la structure des sols on se référera à P. Duchauffour (I965 p. 35 - 36).

- un horizon de concentration, avec apparition des carbonates. En milieu, hydromorphe sur le ferretto il est de structure polyédrique avec concentration des carbonates et de quelques oxydes de fer. Sur les sols rissiens des terrasses, moins argilifiés et plus perméables, on rencontre rarement une telle structure, elle est grumeleuse ou grenue.

Les sols développés sur les moraines ou les terrasses du Würm présentent beaucoup d'analogies avec ceux des loess, mais leur profondeur et leur profil varient en fonction de leur position topographique sur le versant.(1) Ce sont des sols bruns à bruns-rouges (cf. supra) en général légèrement podzolisés. Un horizon humifère (A) passant par une zone de lessivage de couleur brune à une zone d'accumulation (B) du calcaire sous forme de nodules, tâches ou même d'encroûtement crayeux, mais les cailloux non altérés sont abondants dans une matrice sablo-argileuse. C'est un sol peu développé et peu évolué par rapport à ceux élaborés pendant les deux interglaciaires précédents.

Le paléosol rissien lorsqu'il n'est pas tronqué ou n'a pas pas été réaménagé par la solifluxion würmienne, présente sous une épaisseur de plusieurs mètres une grande homogénéité. Si le haut est très altéré et podzolisé, la partie inférieure du profil possède encore un squelette caillouteux incomplètement altéré (cf ci-dessus II, n° I) au sein d'une matrice argilo-sableuse.

Les sols mindeliens montrent sous un loess rubéfié (5 YR 4/4 en général) de structure prismatique ou polyédrique, un horizon à cailloutis très altérés, souvent réduits à l'état de fantômes, à matrice très argileuse, avec des concrétions d'oxydes de fer et de manganèse (BI). C'est le "ferretto" classique le plus fréquent quand la coupe n'est pas très profonde, auquel fait suite un horizon très altéré (B2) de structure prismatique typique en milieu hydromorphe (à Baggagera par exemple). Les prismes ou les polyèdres sont revêtus de grandes traînées d'oxydes de fer et de manganèse avant de passer par une zone très altérée (B3) au substratum. L'horizon B2 est typique de la partie moyenne ou inférieure du ferretto en milieu hydromorphe, mais il ne se retrouve pas partout.

(I) on se reportera aux photos I6, 17, I8, Planches IX et X, volume II.

(3) - Résultats des analyses chimiques complètes des sols de la plaine et des vallées lombardes (tableaux 3 à 6).

- L'analyse du pH fait apparaître des disparités importantes entre les sols développés sur les moraines ou les terrasses du Mindel, Riss et Würm). Les premiers sont caractérisés par un pH nettement acide (tableau 5), inférieur à 7 et se situant le plus souvent entre 5 et 6, aussi bien dans l'horizon BI que B2. Sur le Riss, les valeurs sont voisines de la neutralité et généralement supérieures mais sans jamais atteindre 8. Par contre, dans les sols post-wurmiens, si l'horizon supérieur est plus ou moins acide (échantillon I,8 9 et IO), l'horizon B atteint très vite des valeurs voisines ou supérieures à 8. Une acidité marquée est typique du ferretto.

- Les pourcentages de silice et d'alumine, et les rapports Si O2/AI2 O3 sont un autre élément important dans l'appréciation du degré d'altération des dépôts. Là aussi les résultats font apparaître des différenciations importantes et prouvent l'altération avancée des moraines anciennes.

Sur le Mindel, le ferretto avec des pourcentages de silice entre 43 et 6I %, d'alumine entre I7 et 27 % a toujours des rapports molléculaires Si O2/AI2 O3 inférieurs à 6, et même à 5 si l'on ne considère que l'horizon BI. Ces chiffres sont supérieurs à ceux donnés par P. Gabert (I96I), mais nos échantillons ont été prélevés en Lombardie orientale à l'exclusion de la Brianza elle-même, dans une zone où l'apport en roches cristallines et métamorphiques n'est pas primordial. Les échantillons analysés par P. Gabert provenaient de la Brianza occidentale et du Piemont où ces roches constituent la quasi-totalité du matériel. Ainsi s'explique une ferralitisation plus poussée (pourcentage de Al2 O3 et de Fe2 O3 plus élevés) et une altération plus grande de la silice. Les échantillons de la vallée du Brembo où le socle cristallin tient une plus large place (n° I et 2 du tableau 5) ont des chiffres plus faibles.

Le rapport Si O2 / AI2 O3 est inférieur à celui des sols Riss- Würm où il varie entre 5,I et 6,8, la plupart étant au-dessus de 6.

Le pourcentage de silice est légèrement supérieur (hormis un cas, il est au delà de 60 %), tandis que celui de l'alumine ne dépasse pas 20%. Les différences entre Riss et Mindel sont faibles et il y a quelques chiffres qui sont similaires. Cela prouve l'intensité de l'altération pédologique Riss-Würm, attestée déjà par la profondeur des sols développés sur les dépôts de l'avant-dernière glaciation. L'interglaciaire Riss-Würm fut chaud et humide, mais sa durée moindre n'a pas permis une altération aussi poussée. La rubéfaction des loess rissiens en est une autre preuve, alors que la décalcification est seulement en cours pour ceux qui datent du Würm. Le rapport silice alumine toujours inférieur à 7 les distingue nettement des sols post-würmiens où il dépasse toujours ce chiffre même sur les sols évolués des bords du lac de Garde, ce qui est fondamental pour la distinction de ces deux périodes.

Sur les moraines de la dernière glaciation, les sols moins profonds, montrent des rapports Si O2/ AI2 O3 élevés, toujours supérieurs à 7. Les pourcentages de silice sont variables, mais généralement supérieurs à 60 % tandis que ceux de l'alumine, au maximum I6 % et le plus souvent inférieurs à ce chiffre, montrent que l'évolution pédologique est récente. Les chiffres les plus forts concernent les trois échantillons prélevés dans des moraines würmiennes de la Brianza (n° 8, 9 et I0 du tableau 5) où l'évolution ne fait que commencer. Les sols sur les limons würmiens ont des rapports Si O2/AI2 O3 du même ordre.

- Les pourcentages de fer ferrique, quoique moins significatifs, font apparaître des inégalités : compris entre 6,I4 et 9,50 % sur le Mindel, entre 4,8 et 6,8 % sur le Riss, et hormis une exception (échantillon 9 du tableau 5) ils ont pour les sols post-würmiens des valeurs inférieures à 5 %. La différence d'évolution apparaît clairement ; les chiffres des sols sur dépôts du Mindel, un peu plus faibles que ceux donnés par P. Gabert (I96I) s'expliquent par les mêmes raisons que celles avancées pour l'alumine.

- La part des carbonates est significative : sur les sols du Mindel et du Riss, la décarbonation est quasi-totale ; il en est de même sur les horizons supérieurs lessivés des sols podzolisés du post-Würm, aussi bien sur les moraines que sur les loess.

En revanche, les moraines riches en calcaire de l'amphithéatre du lac de Garde montrent des pourcentages plus élevés. Dans la partie inférieure du sol de Pastrengo, la concentration des carbonates a abouti à la formation d'un encroûtement crayeux (76,2 % de Co 3 ca). Mais c'est un cas exceptionnel. Les sols bruns ou bruns rouges marquent dans le bas de leur profil un enrichissement en carbonates, souvent grâce aux apports du versant.

Les quatre critères fournis par l'analyse chimique (pH, rapport Si 02/ Al2 03, pourcentage du fer ferrique et des carbonates) permettent de caractériser l'altération des différents dépôts. Certains cas pourront selon un ou deux de ces critères prêter à hésitation, en particulier entre le Riss et le Mindel ; mais les autres éléments permettent de lever le doute. L'analyse chimique du sol s'appuie d'ailleurs sur une observation préalable de la morphologie, de la stratigraphie et du profil pédologique. Elle est un élément essentiel d'appréciation lorsque l'on découvre des sols tronqués ou fossilisés dont la détermination de l'âge pourrait être sujette à caution.

(4) - La détermination des argiles montre une évolution importante des sols pré-Würmiens.

L'analyse des minéraux argileux contenus dans les différents échantillons a été effectuée par diffractométrie X au Laboratoire de Géomorphologie de Caen. Des courbes thermo-pondérales ont été établies (figure 35). Les résultats se réfèrent pour les interstratifiés à la nomenclature établie par J. Lucas (1962). L'interprétation des résultats se fonde sur les travaux de Th. Camez (1962) de S. Caillère et S. Hénin (1963).

- Le ferretto des sols interglaciaires Mindel-Riss est caractérisé par des minéraux argileux (interstratifiés 10 - 14 v et vermiculite prépondérante) qui témoignent d'une évolution pédogénétique avancée. Pour Th. Camez, (1962), ils apparaissent dans l'horizon supérieur des sols évolués. Le seul cas qui fasse exception (échantillon n° 6, Parre Superiore dans le tableau 3) s'explique aisément : il a été relevé au contact de restes morainiques à peine altérés, dans

l'horizon le plus profond d'un sol tronqué. La faible altération de la partie la plus basse du profil (B3)rend compte de la présence de l'illite.

Les sols développés sur les dépôts du Riss pendant l'Interglaciaire suivant présentent généralement (tableau 4) des interstratifiés, mais la vermiculite n'est pas individualisée. Doit-on y voir la preuve d'une évolution moins avancée ? Nous laissons aux spécialistes des argiles le soin d'y répondre, nous bornant à signaler le cas. La kaolinite, est rare. Sa signification est très discutée, Th. Camez (I962) pense que lorsqu'elle prend quelque importance, elle est héritée. Peut-être faut-il là aussi faire appel à des considérations locales responsables d'une pédogénèse plus poussée ? ou à la présence locale de roches cristallines riches en feldspaths (S. Caillère et S. Hénin, I9.63, p. I75) ?. Cette dernière hypothèse s'accorderait avec les travaux de P. Gabert (I962) dans le Piedmont où elle est plus abondante dans le ferretto Mindel-Riss. Une fois de plus, les différenciations pédologiques correspondraient à une diversification du stock lithologique. La montmorillonite et l'illite qui lui sont associés prouvent une pédogénèse moins avancée.

Les argiles des sols post-würmiens témoignent d'une faible pédogénèse (tableaux 5 et 6) : chlorite et illite caractérisent en pays tempéré les sols peu évolués (Camez Th., I962). Les sols peu profonds de Lecco et d'Imbersago, sur des moraines de retrait de Würm, en plus d'une faible argilification, servent de références. Le sol de Pastrengo - (zone de Garde) avec vermiculite et illite dans l'horizon A, interstratifiés en BI, prouve une pédogénèse plus avancée, mais il s'agit d'un sol d'altération sur une moraine du Würm ancien. La figure 36 représente les courbes thermopondérales des argiles contenues dans les différents échantillons.

Au terme de cette analyse d'ensemble des sols du Quaternaire moyen et récent, les différences d'altération du matériel apparaissent clairement. Le ferretto Mindel-Riss avec des sols profonds (de 5 à I0 mètres), de forts pourcentages d'oxydes ferriques et d'alumine, un rapport Si O2/AI2 O3 faible (moins de 5), la présence de vermiculite

et d'interstratifiés témoigne d'une évolution pédologique avancée sous climat chaud, mais on ne peut parler d'une évolution sous climat tropical, chaud et humide, et de sols ferrallitiques. Les deux critères essentiels retenus par les pédologues et les morphologues (Duchaufour P., I965 ; Tricart J. et Cailleux A., I965...), à savoir : un rapport silice/alumine inférieur à 2 et même à I,7, et la présence d'argile presque uniquement sous forme de kaolinite ne se vérifient pas ici. Le rapport Si 02 / Al 203 reste toujours supérieur à 2 (tableau 3), et l'analyse des argiles fait apparaître une absence totale de kaolinite, sinon quelques traces dans un échantillon d'âge Riss, celui de Rovato (tableau 4). L'interglaciaire Mindel-Riss a permis une longue évolution, mais non sous un climat de type tropical chaud et humide aboutissant à une ferrallitisation. La profondeur de l'altération, la rubéfaction due à la fixation du fer sous forme d'hématite prouvent seulement une longue évolution sous climat assez chaud et relativement humide, sans que l'on puisse avancer comme pour le Piemont où la kaolinite est plus abondante peut être à cause de la quasi absence de roches calcaires (P. Gabert I96I, I962) que le processus de ferrallitisation ait été engagé.

Des caractères voisins mais atténués (pourcentages plus faibles de Fe2 03 et d'Al 2 03 rapport silice/alumine un peu plus élevé, minéraux argileux de type interstratifiés, sol de 3 à 5mètres) prouvent une forte altération pendant l'interglaciaire Riss-Würm, d'une durée inférieure au précédent. Depuis la fin du Würm, l'altération n'a pas eu le temps d'élaborer des sols profonds ou évolués. C'est un critère fondamental dans la distinction des dépôts des deux dernières glaciations.

CONCLUSION

L'attribution des dépôts morainiques se fonde essentiellement sur une étude des altérations superficielles. Celle-ci ne peut toutefois s'apprécier qu'au prix de confrontations et dans un cadre morphologique précis faisant intervenir la situation, le relief, l'hydrographie et les formations superficielles postérieures.

De l'ensemble des critères utilisés pour la détermination de l'âge des formations quaternaires des vallées et du piedmont, il ressort :

1°) qu'aucun de ceux-ci ne saurait constituer par lui même un élément déterminant et suffisant.

2°) que la datation des accumulations doit se faire dans un cadre géographique assez vaste (amphithéatre, vallée)

3°) que chaque amphithéatre morainique a ses caractères particuliers.

Néanmoins, des traits communs apparentent les formations d'une même glaciation.

Partout les dépôts würmiens présentent une remarquable "fraîcheur" à la fois par la forme nette, parfois vigoureuse des arcs morainiques, leur continuité, l'absence de couverture loessique et une altération pédologique peu avancée.

Les dépôts de l'avant-dernière glaciation (Riss) ne forment que des collines allongées, aux pentes douces, aux sols fréquemment tronqués sur le haut des versants, mais plus profonds lorsqu'ils sont intacts (3 à 4 mètres), assez rubéfiés avec des éléments (calcaires, roches métamorphiques) déjà très altérés, et presque toujours recouverts de limons jaunâtres.

Les accumulations mindeliennes donnent des formes planes ou surbaissées : les arcs morainiques sont rares. L'intensité et la profondeur de l'altération pédologique (de 4 à IO mètres) les distinguent des précédentes, de même qu'une superposition de loess jaunâtre (Würm) et de loess rubéfiés (Riss).

Les caractères des sols développés sur les dépôts du Riss et du Mindel prouvent une altération sous climat chaud et humide les distinguant nettement des apports würmiens.

L'analyse chimique des sols et la détermination des argiles prouvent une altération poussée sous un climat plus chaud et plus humide qu'actuellement pendant l'Interglaciaire Mindel-Riss et dans une moindre mesure pendant le Riss - Würm, Les résultats, et particulièrement l'absence de kaolinite, prouvent qu'il n'y a pas eu ferrallitisation ni formation de kaolinite. Les conditions climatiques n'étaient pas celles des régions chaudes et humides tropicales actuelles.

Les arcs morainiques se disposent concentriquement par rapport aux centres des amphithéâtres dont les dépôts würmiens constituent la plus grande partie et l'essentiel du relief. Ceux du Riss et du Mindel sont plus disséqués, moins élevés, plus réduits par l'effet de l'érosion et de la subsidence padane plus ou moins importante et proche de la bordure préalpine. Sur la base des critères examinés précédemment se fondera l'étude des vallées et du piedmont lombard (II° partie, chapitres 7, 8, 9).

CHAPITRE 7

LES CONDITIONS ACTUELLES DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE

CLIMAT ET VEGETATION

L'évolution du relief est conditionnée par les caractères du climat et de la végétation, mais les systèmes morphogénétiques actuels s'exercent sur un modèle hérité de la dernière période froide et des plus récents changements climatiques. Les glaciations quaternaires ont profondément modifié le paysage. Sur le piedmont et dans la basse et moyenne montagne la déglaciation déjà ancienne a permis à l'érosion de retoucher le paysage. En haute montagne, au-dessus de 2000 mètres, cette oeuvre ne fait que commencer, et l'érosion actuelle s'exerce sur un modelé glaciaire très frais.

Notre tâche consistera à apprécier les conditions climatiques et végétales actuelles en fonction du relief et de la situation des différentes zones à l'intérieur des Préalpes lombardes. Le chapitre suivant sera consacré à l'étude du modelé hérité de la dernière période froide, puis des formes majeures de l'érosion actuelle.

Par son ampleur, une telle étude ne peut prétendre aborder tous les aspects de l'évolution actuelle du relief. Elle repose en grande partie, sur un grand nombre d'observations effectuées par d'autres chercheurs ou des organisations locales ou nationales. La documentation utilisée s'est révélée très inégale dans sa richesse et dans sa répartition géographique.

L'office hydrologique du Pô, sous la direction du Ministère des Travaux Publics, a installé depuis longtemps un nombre important de stations pluviométriques. Susceptibles de fournir des chiffres de précipitations pour une période de plusieurs dizaines d'années, celles-ci se trouvent le plus souvent dans la moyenne montagne et sur la bordure des Préalpes. La haute montagne, au-delà de 2000 mètres, en était dépourvue jusqu'à des dernières années. De grands travaux d'aménagement hydraulique, entrepris par des Sociétés privées et par l'E.N.E.L., ont abouti à l'installation de quelques stations. Les données précises concernant le climat de la partie la plus élevée des Préalpes font défaut. Cette remarque vaut pour la couverture neigeuse et pour les températures. L'imprécision s'accroit dans ce dernier cas car les stations thermométriques sont moins nombreuses. Les unes et les autres ne se confondent pas toujours. Il en résulte une certaine gêne dans l'utilisation conjointe des deux données de base du climat. Pour les cours d'eau et les glaciers, on dispose en revanche d'une bonne documentation publiée par l'Office hydrologique du Pô et le Comitato Glaciologico Italiano.

Les transports des rivières, hormis l'Adda à Fuentes, n'ont pas fait jusque là l'objet de mesures systématiques. Beaucoup d'études de détail ont été entreprises par des géologues pour des communes ou pour le compte de l'administration provinciale, elles n'ont que rarement donné lieu à des publications. Fréquemment l'ampleur de l'érosion a sollicité l'intérêt des services techniques provinciaux, et la création de plans de bonification (à la fois restauration et amélioration du patrimoine agricole et forestier, aménagement des ressources et développement économique). Conçus essentiellement dans cette dernière perspective, ils n'offrent pas, malgré leur intérêt, des renseignements précis.

I - LES DONNEES CLIMATIQUES -

Par leur position, les Préalpes lombardes appartiennent à la fois aux mondes alpin et méditerranéen. Leur situation au sud des grands massifs penniques leur assure un abri relatif des vents d'ouest qui, à une latitude équivalente, déversent d'abondantes

précipitations sur les Alpes du Nord. L'ouverture de la plaine padane vers l'Est laisse pénétrer les vents continentaux de Nord, Nord-Est. La position générale en adret ouvre largement cette façade méridionale aux influences méditerranéennes.

I°) Les températures -

Le climat des Préalpes peut être défini dans son ensemble comme tempéré, chaud et humide. L'influence méditerranéenne et la situation d'abri s'affirment avant tout dans la douceur des températures ainsi qu'en témoignent les moyennes annuelles (I3°4 à Milan, I0° 7 à Clusone, 7° à Foppolo, tableau 7). La valeur du gradient thermique est de 0° 49 entre Bergame et Foppolo, de 0° 43 entre Foppolo (I520m.) et le lac d'Arno, sensiblement inférieure à la moyenne des Alpes que C. Peguy (I96I, p. I43) chiffre à 0° 56. Elle apparaît comme intermédiaire entre les valeurs des montagnes méditerranéennes (Haut Atlas marocain 0° 44 par I00 mètres) et les Alpes. L'exposition plein Sud tempère le refroidissement normal des températures en altitude et confère aux Préalpes lombardes, en dépit de leur latitude (entre 45°40' et 46°20') des conditions clémentes.

Les courbes des moyennes mensuelles (figure 36) font apparaître des hivers peu rigoureux sur toute la bordure méridionale qui bénéficie d'un ensoleillement important. A Clusone (648 mètres) comme à Bergame ou sur les rives des lacs, les températures moyennes du mois le plus froid restent supérieures à 0°. A Foppolo, (I520 mètres), trois mois ont des chiffres inférieurs à 0°, 5 mois au Lago d'Arno. Dans les Préalpes bergamasques, la moyenne du mois le plus froid n'est inférieure à 0° qu'à partir de 800 mètres, exception faite de situations locales et d'une "continentalité" marquée dans certaines vallées du Nord-Est - (Breno). Les étés sont chauds avec des moyennes supérieures à 20°, sur la bordure et dans les vallées ; en altitude cependant (Foppolo, Lago d'Arno) elles ne s'abaissent pas au-dessous de I0° en juillet-août qui sont d'une façon générale les mois les plus chauds.

L'amplitude des températures, forte en plaine (tableau 7) avec 22° 9 à Milan est due essentiellement aux fortes chaleurs d'été.

Elle s'abaisse progressivement avec l'altitude, mais se situe encore autour de I6° à Foppolo et au Lago d'Arno. Les chiffres voisins de ces deux stations, en dépit de situations très différentes l'une dans les Alpes orobiques, l'autre sur le versant occidental de l'Adamello, montrent une stabilisation de l'amplitude thermique. Si les températures minimales continuent à décroitre avec l'altitude pendant les mois d'hiver, la forte insolation des mois d'été caractéristique de cet adret, plus marquée dans l'Adamello déjà plus continental, contribue à stabiliser, voire même à relever l'amplitude thermique annuelle. Il serait particulièrement intéressant de posséder des observations à des altitudes plus élevées. Celles-ci font malheureusement défaut. L'isotherme de 0° (température moyenne annuelle), compte-tenu de la faiblesse du gradient thermique et des moyennes des deux stations les plus élevées doit être placé vers 2900 mètres. L'étude des glaciers confirmera ce chiffre moyen.

Les rives des grands lacs lombards connaissent un climat privilégié avec des moyennes annuelles de IO à I2° dues à un hiver plus doux (température du mois le plus froid vers 2°) et à des étés moins chauds que dans la plaine ou dans les vallées de montagne à altitude équivalente. L'amplitude thermique annuelle à Lugano (I9° 5) ou à Salo (20 ° 5) est inférieure à celle de Bergame ou de Milan (tableau 7). Toutefois la chaleur estivale est plus forte sur les rives du lac de Garde, plus lumineux et moins arrosé, que sur celles de Come ou de Lugano, Juillet, mois le plus chaud, a des moyennes de 24° à Desenzano 24° 5 à Salò, contre 22° 2 à Bellano, 2I° 7 à Lugano. La douceur du climat a permis l'installation d'une végétation méditerranéenne et l'introduction d'espèces exotiques.

La clémence des températures apparaît mieux encore en les comparant avec celles de stations du versant septentrionnal des Alpes centrales. Dans le Valais suisse, Loup J. (I965) relève des températures moyennes annuelles de 7°8 à 800 mètres, 4° à I500 mètres(soit l'altitude de Foppolo) de I°2 à 2000 mètres, l'isotherme de 0° se situant entre 2000 et 2500 mètres, soit quelques 600 mètres plus bas qu'en Lombardie !. Dans le Zillertal (Tyrol Autrichien), Herbin J. (I969) cite des moyennes de 7°3 et 5°9 pour des stations à 650 et I000 mètres d'altitude. Le premier chiffre fait apparaître une différence de 3°4

en faveur de Clusone dont l'altitude (648 mètres) est très voisine.

2°) Le nombre de jours de gelée (tableau 7).

Une étude sommaire du nombre de jours de gelée peut être faite à l'aide des chiffres des grandes stations météorologiques (Come, Salo, Milan) situées sur la bordure des Préalpes. Ils ont été complétés en calculant, à partir des températures, le nombre de jours de gel à Bergame, Clusone, Foppolo et au lac d'Arno. Les chiffres présentés sont une moyenne établie sur cinq années à partir des données fournies par les Annali Idrologici de l'Office hydrologique du Pô.

La zone la plus favorisée est la bordure immédiate des Préalpes et les rives des grands lacs. Elle bénéficie à la fois d'une altitude faible, d'une bonne exposition plein-Sud, d'une position d'abri (Salò) et de l'influence adoucissante des lacs (Come, Salo). Le nombre de jours de gel est compris entre 25 et 50, tandis que les bassins intérieurs (Clusone) ou la basse plaine (Milan) qui ne connaissent pas ces conditions privilégiées ont entre 50 et 100 jours de gel par an (cf. Atlante fisico et economico del Touring Club Italien). Avec l'altitude, les chiffres augmentent rapidement : 171 pour Foppolo, 169 pour le lac d'Arno. L'exposition et la situation locale jouent alors un grand rôle. Au-delà de 1500 mètres il y a plus de cinq mois de gel par an, du 1er Novembre au 30 Mars. Dans les vallées et la plaine, les jours de gel intéressent exclusivement les mois d'hiver, surtout Janvier et Février. La position en adret avantage largement ce versant méridional des Alpes en regard de stations situées à une latitude et à une altitude équivalente dans les Alpes françaises. D'après les chiffres publiés par E. Bénévent (1926), Chambéry (283 mètres) compte 73 jours de gel par an, soit deux fois plus que Bergame. Bourg d'Oisans dont la situation peut être rapprochée de Clusone, a 101 jours de gel (altitude 724 mètres) alors que Clusone, n'en connaît que 61 !. Ces quelques chiffres montrent le net avantage climatique du versant italien des Alpes centrales.

3°) Les précipitations -

Climat d'affinités méridionales par ses températures il se rattache par l'abondance de ses précipitations à l'ensemble des Alpes centrales et s'individualise nettement par rapport au reste de l'Italie.

a) Abondance des précipitations annuelles.

Les Préalpes lombardes sont une montagne humide comme le montrent les chiffres des précipitations annuelles et la carte des précipitations (tableau 7, figure 37). La quasi-totalité du territoire reçoit plus d'un mètre d'eau par an et les régions élevées plus de I500 millimètres dans le centre et l'Ouest, plus de I200 dans la partie orientale. Dans la province de Bergame, qui par sa position centrale peut servir de référence, elles augmentent de façon régulière avec l'altitude, (figure 38) : I243 millimètres à Bergame, I507 à Clusone, plus de deux mètres à Foppolo. La ligne de faîte orobique entre les hautes vallées du Brembo et du Serio, les hauts bastions calcaires en avant de celles-ci sont les points les plus arrosés (2208 mm par an en Val Canale à I000 mètres). Les vallées du versant méridional ne bénéficient pas d'un abri car ouvertes aux vents chargés d'humidité venus du Sud : San Pellegrino à 355 mètres, reçoit I468 mm. Mais la Valteline est moins arrosée (entre I000 et I200 millimètres), bénéficiant d'une vraie position d'abri. Sur le versant nord de la chaîne orobique, les précipitations décroissent rapidement et tombent à moins de I200 millimètres par an.

Vers l'Ouest, les précipitations s'accroissent. Les montagnes sur les rives des lacs de Come et de Lugano (figure 37) reçoivent toutes plus de I500 mm, voire plus de deux mètres d'eau !. Bellano et Come sur les rives de ce lac comptent respectivement I468 et I275 millimètres. Lugano qui n'est qu'à 276 mètres reçoit en moyenne I725 millimètres et le Monte Generoso plus de deux mètres d'eau (2064 mm à I6I0 mètres). Ces très fortes précipitations sur des régions peu élevées sont un des traits de ce secteur climatique et végétal des Alpes.

En revanche, la partie orientale et surtout Nord-Est des Préalpes voit les précipitations décroître alors que le relief s'élève. Cette situation tient à la continentalité plus marquée et surtout à son éloignement de la zone de basses pressions centrée sur le Golfe de Gênes. Dans la haute vallée de l'Oglio, le Val di Sole, sur le lac de Garde, la position abritée abaisse les précipitations à moins de I mètre. Le Col de l'Aprica entre l'Oglio et la Valteline est une limite climatique nette où passe l'isohyète de I000 mm. Toutes les vallées à l'Est ont une lame d'eau annuelle inférieure à ce chiffre. Le phénomène n'est pas restreint aux zones les plus basses, en montagne les précipitations connaissent un fléchissement encore plus accentué. Alors qu'entre les deux grandes vallées bergamasques les précipitations augmentaient entre le piedmont et les hautes vallées (Val Canale, Haut Brembo) de 85 mm tous les I00 mètres, cet accroissement n'est plus que de I2 mm entre Iseo et les cimes de l'Adamello. Au lac d'Arno (I820 m), on ne relève que I348 mm, moins qu'à Clusone (648 m). Ce fléchissement important (figure 38) se produit en moins de 35 kilomètres ; déjà les hautes vallées du Nembo et du Dezzo (Val di Scalve) sont moins arrosées, à altitude égale, que la partie centrale du Bergamasque. L'accroissement de la pluviosité avec l'altitude, quoique important, dessine une courbe intermédiaire entre les deux précédentes. Dans toute la région à l'est du Val Camonica, seuls les hauts massifs calcaires connaissent un total de précipitations supérieur à I500 millimètres (Haut Val Trompia, zone du lac d'Idro).

Ces chiffres élevés dans la partie occidentale des Préalpes lombardes, moyens à l'est du Val di Scalve sont à rapprocher de ceux enregistrés dans la partie la plus septentrionale des Alpes françaises. La clémence des températures s'accompagne d'une très forte pluviosité : la combinaison des deux phénomènes faisant l'originalité climatique de cette partie de la chaîne alpine.

b) La répartition saisonnière des précipitations.

La répartition saisonnière fait ressortir cette originalité et l'appartenance climatique de cette région au domaine alpin. En dépit de nuances, et de particularités locales, deux traits caractérisent les courbes des précipitations : la médiocrité des précipitations

hivernales et un maximum quasi-général en Mai.

Le minimum hivernal est bien marqué dans toutes les stations, Décembre, Janvier et Février sont les mois les plus secs, le chiffre mensuel le plus bas étant presque toujours celui de Février, quelquefois celui de Janvier, mais ces deux mois reçoivent chacun des précipitations inférieures à celles de Décembre. Par rapport à la lame d'eau annuelle, la part hivernale est faible, toujours inférieure à 20 % et n'approchant ce chiffre qu'à Milan (tableau 7). Cette anomalie s'explique par l'humidité de la plaine lombarde et par la situation plus méridionale de la capitale lombarde, déjà éloignée des Alpes, à la limite du piedmont et de la plaine, où les pluies méditerranéennes d'hiver reprennent de l'importance.

Le maximum des précipitations se place presque partout en Mai : sur les huit graphiques de la figure 36, il se trouve déplacé en Juin à Breno et en Octobre à Lugano. Sur les Préalpes, à partir du mois de Mars, les précipitations s'accroissent régulièrement jusqu'en Mai, caractérisé par de longues journées de pluie.

Le maximum secondaire des précipitations se place en Automne ou en Eté, selon les localités. Le premier cas est le plus fréquent et intéresse la zone occidentale, la partie médiane, la bordure et le piedmont des Préalpes. Il est lié à une situation atmosphérique semblable à celle du Printemps. Les précipitations sont moindres sur les Alpes italiennes que sur la plaine padane et le Tessin. A Milan, le maximum principal s'installe en Automne. Sur les Préalpes, quoique importantes (figure 36), les précipitations restent inférieures à celles de Mai.

En Montagne et dans le Nord-Est, ce maximum secondaire vient se placer en été, dépassant de peu le chiffre du mois d'automne le plus arrosé. Ce sont des précipitations orographiques sous forme d'orages dues plus à la régénération de certains fronts au-dessus de l'Adriatique ou du Golfe de Gênes qu'à des phénomènes de thermo-convection sur la plaine du Pô (Billault M. 1961). Ces précipitations se produisent en fin de journée et intéressent assez souvent la plaine du Pô.

Nulle part sur le piedmont ou la bordure préalpine, le minimum secondaire d'été n'est très marqué. A Clusone, il est moins important qu'à Bergame, où le creux de juillet annonce la médiocrité des précipitations dans la basse plaine du Pô. Mais le chiffre de ce mois est supérieur à ceux d'hiver dans des proportions importantes. En montagne, Juillet est moins arrosé qu'Août, moment où la situation orageuse se développe plus fréquemment (figure 36, les courbes de Bellano, Lugano, Foppolo).

Pour une appréciation plus juste du climat, les chiffres des précipitations mensuelles doivent être corrigés par les pourcentages saisonniers. Dans le tableau 7, on remarquera que si le printemps arrive en tête dans les vallées, le piedmont et la basse montagne, l'été a un chiffre équivalent au lac d'Arno (1820 mètres) et supérieur à Foppolo (1520 mètres) dans les Alpes orobiques. Cela tient à de fortes précipitations orageuses en altitude pendant cette saison sur cette partie des Préalpes, moins fortes à l'Est sur l'Adamello plus éloigné du golfe de Gênes. Elles sont responsables des chiffres très élevés de précipitations (plus de 2000 mm) entre Brembo et Serio.

Les seules valeurs des précipitations ne rendent compte qu'imparfaitement de la grande humidité du climat. En hiver, un brouillard dense recouvre la basse plaine et les vallées. Mais il épargne la montagne et la région Nord-Est bénéficie d'un temps plus lumineux. L'été est caractérisé dans le centre et l'ouest par une chaleur lourde et une forte nébulosité en montagne. Cependant en dépit de l'intérêt que présente l'étude de ce phénomène, il n'a pas fait jusque là l'objet de mesures systématiques. Les seules que nous possédions concernent les villes de Milan et de Lugano. A Milan, pendant les mois d'hiver, l'humidité relative est toujours comprise entre 80 et 90 % ; en été, elle s'abaisse à peine au-dessous de 60 %. A Lugano, les services météorologiques suisses donnent des chiffres moyens annuels de 59 % pour l'humidité relative de l'air à 13 heures, de 78 % à 5 heures. De Septembre à fin Janvier, le pourcentage à 5 heures est égal ou supérieur à 80 %, alors que pendant ces mois il dépasse 90 à Milan. La nébulosité très forte dans la plaine est plus faible dans les Préalpes.

Nébulosité et fortes précipitations n'impliquent pas nécessairement un grand nombre de jours de pluie. Les statistiques italiennes qui ne comptent pas les jours de pluie où les précipitations ont été inférieures à I millimètre pêchent par défaut à la fois pour le compte des jours et le total des pluies. D'une façon générale, le nombre de jours de précipitations calculé sur une période de trente années (I92I - I950) pour les principales stations, sans excéder II7 au lac d'Arno, se situe entre 90 et I00 (tableau 7). Les localités les plus arrosées comme Foppolo, San Pellegrino, Bellano, Clusone, Endine se trouvent dans ces chiffres. Les sites dépassant le chiffre de I00 sont ceux du haut Val di Scalve (Vilminore I06) du moyen Val Camonica (Angolo I08) ou de la bordure occidentale de l'Adamello (lac d'Arno II7, lac Baitone I08) où les orages d'été sont fréquents sans apporter des quantités d'eau aussi considérables que les pluies du Printemps. La montagne bergamasque connaît quelques chiffres très proches (I05 jours à San Pellegrino, I04 à Clusone). Partout le plus grand nombre de jours de pluie par mois se place en Mai (I4 à Clusone, I5 au lac d'Arno), mais l'été avantage cette dernière localité (I2 en Juillet contre 9 à Clusone). Toutefois les différences sont bien minimes, pour l'essentiel les précipitations sont concentrées sur un nombre de jours réduit et peuvent atteindre une grande intensité. Là encore, l'originalité climatique des Préalpes lombardes s'affirme, le nombre de jours de pluie est inférieur de 30 à 60 à celui des stations des Alpes françaises du Nord recevant une lame d'eau équivalente : Samoens reçoit I52I mm, soit à peu près le chiffre de Clusone en I60 jours contre I04 ; Annecy I294 mm en I45 jours contre I243 en I00 jours à Bergame !.

c) L'enneigement -

Une partie des précipitations tombe sous forme de neige, mais il ne nous a pas été possible d'apprécier la part relative de la neige et de la pluie, les statistiques publiées annuellement par l'Office Hydrologique du Pô ne faisant état que de la durée du manteau neigeux. Il est bien évident que celle-ci s'accroît avec l'altitude, tout comme la durée de l'enneigement. Le faible nombre de jours de précipitations et l'importance de la couche de neige dans les localités de montagne confirme que ces chutes de neige, comme les pluies d'été, sont de courte durée mais abondantes. Une des difficultés vient aussi

de la discontinuité et de l'éparpillement des données, les chiffres de certaines stations connaissent des lacunes, d'autres voient leurs observations cesser brusquement, tel Foppolo dont nous ne possédons les chiffres que jusqu'en I956 ; la plupart concernent la montagne, et rares sont les données intéressant les basses vallées où l'enneigement est sporadique. Elles permettent cependant de dégager un certain nombre d'observations (tableau 8).

- La durée de l'enneigement est faible au-dessous de 800 mètres où elle est généralement inférieure à un mois.

- Elle est extrêmement variable pour deux localités situées à même altitude, et dépend essentiellement de l'orientation et du relief avoisinant. Une situation en ubac, un relief important immédiatement au sud, ou formant des échines méridiennes élevées à l'est et à l'ouest permettent une longue conservation du manteau neigeux. Une exposition Sud ou Sud-Ouest est la plus défavorable. Sonico et Temù, situés à des altitudes équivalentes dans la haute vallée de l'Oglio, comptent respectivement 59 et I03 jours de neige au sol, mais la seconde est à l'abri du soleil derrière la grande masse de l'Adamello tandis que la première a une exposition Sud Sud-Ouest. Un contraste plus marqué oppose encore Foppolo (I520 m) et le lac Scaïs (I500 mètres) de part et d'autre de la ligne de crête des Alpes orobiques = 88 jours pour la première, I68 jours pour la seconde. Cette dernière, sur le versant septentrional de la chaîne, est plein Nord, encadrée au Midi, à l'Est et à l'Ouest de montagnes élevées dépassant 2000 mètres et approchant les 3000 mètres. Le chiffre de Foppolo calculé sur cinq années seulement, peut apparaître comme un peu faible. Cependant le contraste est grand entre les deux versants et amplement favorisé par la direction générale Est-Ouest de l'axe orographique. Un rapide calcul fait apparaitre dans les deux confrontations précédentes que la durée de l'enneigement du versant Nord est supérieure de 74 % à 89 % à celle du versant Sud, et varie en quelque sorte selon l'exposition et la situation locale presque du simple au double !. La limite des centjours d'enneigment peut être fixée versII00 mètres sur l'ubac contre I550 - I600 mètres à l'adret, celle des deux cents jours vers 2I00 - 2200 mètres (lac Baitone) contre I800 mètres (lac Trona). A partir de 2000 mètres et compte-tenu de nos

observations sur les glaciers, on peut estimer qu'une limite d'égale durée de l'enneigement se situe 300 à 400 mètres plus bas sur le versant Nord que sur son homologue méridional. Dans la réalité, les situations locales offrent bien des nuances et une multitude de données intermédiaires.

- Les variations inter-annuelles de cet enneignement sont très grandes. A Scais, les chiffres oscillent entre II2 et 208 jours ; à Sparsinica (I200 mètres) entre 44 et 92 jours ; à Foppolo, entre 42 et I37 !. Il semblerait, mais nous disposons de trop peu d'observations, que la variabilité de l'enneigement soit plus grande à l'adret qu'à l'ubac. Elle augmente lorsque l'altitude décroit. Le phénomène se conçoit aisément si l'on songe que l'amplitude thermique (journalière comme annuelle) est plus grande sur le versant sud et diminue avec l'altitude.

- Au-delà de 2000 mètres, la neige couvre le sol du Ier Décembre au 30 Avril sans interruption. Elle peut apparaitre dès Octobre, voire dès la fin Septembre et persister jusqu'en Juin et même en Juillet. Vers I800 mètres, elle est permanente pendant le premier trimestre de l'année, plus aléatoire en Décembre et surtout en Avril et en Novembre, rare en Mai et Octobre. En-dessous de I200 mètres, l'enneigement est moins régulier, surtout sur les adrets où les inégalités sont très grandes d'une année à l'autre, même en Janvier, mois le plus enneigé. Les localités sur l'ubac (Temù) ont de la neige en Janvier et Février, mais de façon très irrégulière en Mars et Décembre. Ces constatations expliquent l'existence de stations de sports d'hiver à des altitudes basses, mais situées en ubac (Castione, Schilpario, Lizzola...).

- En montagne, au-delà de 2000 mètres les conditions climatiques sont identiques dans les Alpes orobiques et l'Adamello ; mais en moyenne montagne et sur les bas versants, la partie centrale et occidentale des Préalpes est moins froide, et moins enneigée. Les vallées transversales et de bassins intérieurs aggravent les conditions générales de la continentalité.

Comme dans les Alpes françaises, le rôle de la neige s'accroît rapidement avec l'altitude, mais il ne devient important qu'à partir

de 1000 à 1200 mètres. L'accroissement rapide de la durée du manteau neigeux en altitude s'explique par les précipitations plus abondantes du début du Printemps, qui tombent sous forme de neige.

CONCLUSION

- Les zones climatiques des Préalpes lombardes.

L'étude des éléments du climat a fait apparaître des oppositions et des nuances entre les vallées, le piedmont et les montagnes, la partie orientale et les régions centrales et occidentales des Préalpes lombardes.

- Le piedmont lombard de Come à Verone, les rives des grands lacs à l'Est de Come, les basses vallées du Bergamasque connaissent des hivers doux et des étés chauds et moyennement arrosés, des précipitations abondantes au Printemps et à l'Automne, une luminosité diffuse due à la grande humidité de l'air. Le nombre de jours de gel est réduit (moins de 60 jours), la neige irrégulière n'a qu'une importance médiocre. A l'est du lac d'Iseo, les précipitations sont moins abondantes, l'humidité plus faible. Avec les Préalpes à l'ouest du méridien de Lecco et le piedmont à l'Ouest de Come commence le domaine insubrien (Ozenda P. 1966) caractérisé par des étés tempérés et des hivers doux (Bellano, Lugano), de fortes précipitations d'Avril à Novembre, faibles en hiver. C'est à la fois un climat doux et très humide en toutes saisons.

- La montagne entre le méridien de Lecco et le haute Val di Scalve est caractérisée par un climat plus frais que froid, hormis au-delà de 1800 mètres, et surtout par des précipitations très abondantes avec un fort maximum de fin de printemps et de gros orages d'été. Les chutes de neige deviennent importantes avec l'altitude mais l'enneigement est variable compte tenu de l'exposition générale vers le Sud. En haute montagne, il persiste longuement sur les versants nord.

- Les montagnes et les bassins de l'Est et du Nord-Est voient la continentalité du climat s'affirmer très rapidement : contrastes thermiques plus marqués, précipitations moyennes (toujours moins de I600 mm par an) en dépit d'un volume montagneux important et d'altitudes plus élevées qu'à l'Ouest (Monte Adamello, 3554 mètres). Les précipitations marquent encore un maximum en Mai - Juin, mais sont suivies de forts orages d'été. La neige devient au Nord un élément stable et régulier du climat ; son rôle s'accroît très vite avec l'altitude.

Ces données climatiques sommaires sont d'une importance essentielle pour l'étude du tapis végétal et la compréhension du système morphogénétique actuel.

II - LA COUVERTURE VEGETALE -

Le paysage végétal s'explique par les conditions climatiques, mais aussi par la réinstallation de la forêt après le retrait des glaciers et l'action séculaire des hommes. Une prise de conscience récente de la valeur de la forêt et de la nécessité de la préserver et de l'améliorer commence à faire sentir ses effets. Cependant la couverture végétale dans sa répartition est en étroit rapport avec les conditions climatiques.

I°) La reconquête de la végétation après le retrait des glaciers et la dégradation du manteau forestier.

a) L'évolution de la végétation depuis la fin du Würm.

La végétation pliocène riche en espèces de climats déjà chauds et humides (Sequoia, Taxodium, Liquidambar, Pinus Canariensis) a été progressivement chassée comme le montrent les analyses polliniques de Leffe effectuées par F. Lona (I950). Cette élimination n'a cependant pas été totale, les massifs préalpins calcaires de la bordure, moins englacés et bénéficiant d'un climat moins rigoureux du fait d'une exposition plein sud furent pendant les glaciations des zones refuge

Au cours du Quaternaire, le nombre des espèces épargnées est allé sans cesse diminuant. Il est cependant resté des espèces relictes que l'on retrouve dans la pelouse de l'étage alpin, notamment Carex firma, Saxifraga Coesia, Chamacorchis alpina, et sept espèces de gentianes dont Gentiana froelichii. C'est bien peu à côté du très grand nombre d'espèces d'origine arctico-alpine.

Les analyses polliniques des dépôts inter-glaciaires Riss-Würm de Lugano, de Pianico-Sellere, de Rè témoignent d'un climat plus chaud que l'actuel (présence de Rhododendron ponticum, de Buxus sempervirens). Depuis la fin de la glaciation würmienne, ces espèces rejetées ver le Sud n'ont pas encore remonté jusque dans les Préalpes. C'est un argument supplémentaire en faveur d'une forte poussée des glaciers et du froid pendant la dernière glaciation que certains situent pourtant nettement en retrait par rapport aux précédentes. Depuis le retrait des glaces, la région a connu une évolution semblable à celle de l'ensemble du massif alpin avec une reconquête progressive, mais non sans péripéties, des forêts de conifères et de feuillus. Les deux phases essentielles, marquées par un sensible réchauffement du climat, ont été des périodes atlantiques (de 5500 à 2500 avant J.C. d'après Fenaroli, 1958) et subatlantique (entre 800 avant J.C. et le petit âge glaciaire). La première (optimum climatique) voit l'installation d'une chênaie mixte à l'étage collinéen, l'apparition et la diffusion du hêtre à l'étage montagnard. C'est dans ce même sens que se fera l'évolution au subatlantique après la courte phase suboréale. Elles ont l'une et l'autre provoqué un déplacement en latitude et en altitude des zones végétales, déplacement qui s'est traduit dans les Préalpes lombardes par l'installation d'une végétation méditerranéenne et une progression altitudinale de la forêt de conifères. Les formations végétales à Quercus Ilex et Cercis siliquastrum que l'on retrouve au nord du lac de Garde dans la basse vallée du Sarca sont les relictes de cette avancée de l'étage méditerranéen du chêne-vert vers le Nord, à la faveur de conditions climatiques générales et locales plus favorables. La présence d'espèces arbustives de cet étage (et notamment Erica arborea, Rhamnus alaternus, Phyllirea angustifolia) sur les rives du lac de Garde, mais aussi dans les vallées du Chiese jusqu'au lac d'Idro, du Sarca, et de l'Adige montrent son extension ancienne. Elle s'accompagna d'une progression en altitude de la forêt et d'une

réduction des glaciers dans le massif de l'Adamello. Ils couvraient alors une superficie inférieure à celle qu'ils occupent actuellement. Dans les hautes vallées de ce massif, on a trouvé dans les alluvions torrentielles des troncs de pins à plus de 2000 mètres, c'est à dire au-delà de la forêt de conifères actuelle dont la limite se situe approximativement autour de I800 - I900 mètres. Ils doivent être rapprochés de ceux découverts dans la vallée du Vénéon et datés au Carbone I4 du Haut Moyen-Age. La reconquête du versant méridional des Alpes par une forêt de caducifoliés, au-delà des limites actuelles (I400 à I500 mètres au maximum) a coincidé avec l'accroissement de population et l'apparition d'un outillage plus perfectionné au Néolithique, suivi par les premières grandes civilisations antiques. Ces faits ne sont pas étrangers, mais ont favorisé la dégradation de la couverture végétale naturelle des Alpes qui s'amorce dès cette époque. La chênaie atlantique offrait dans les plaines et sur les bas versants, où les sols sont les plus fertiles, une forêt facile à abattre et à déchicher.

E. Schmid et A. Becherer (I95I) ont fait remarquer que dans la zone insubrienne, la flore était moins riche que dans les Alpes orientales ou dans la partie sud-ouest de l'arc alpin. D'autre part, l'éloignement de cette région par rapport aux chaînes des Balkans peu glacées, à partir desquelles une reconquête rapide s'est effectuée sur le versant Est et Sud-Est des Alpes est la cause principale de l'appauvrissement floristique du secteur insubrien par rapport aux Dolomites et aux Karawanken. La pénétration de l'étage méditerranéen du chêne vert à l'ouest de Come n'a été que timide et rapidement supplantée par une végétation de type subatlantique au sens des botanistes français. C'est la "lacune tessinoise" entre Come et les Alpes piemontaises les plus méridionales. Il convient d'y ajouter un climat défavorable à cet étage méditerranéen, si l'on admet que les zones climatiques n'ont guère varié dans leur distribution, mais que seuls le froid et la pluviosité plus encore se sont accrus, au moment des glaciations. L'étroitesse du versant alpin à l'Ouest de Come et la disparition progressive des Préalpes calcaires en avant des grandes Alpes dont l'altitude croît vers l'actuelle frontière franco-suisse (Alpes Penniques) sont la cause d'un englacement généralisé de la montagne dans la région tessinoise.

Les zones refuges étaient plus nombreuses dans les Préalpes du Bergamasque et du Bresciano (I). Les cartes de localisation des espèces endémiques publiées dans le tome 2 "La Flora" de la collection Conosci l'Italia (I95I, figures 7I à 74) sont caractéristiques, leur répartition actuelle exclut le Tessin et empiète rarement sur les Préalpes à l'ouest de Lecco. Le contact entre les végétations subméditerranéenne et insubrienne qui se situe vers Come (figure 37) correspond à la fois à un e limite climatique et à l'extrême avancée et implantation des espèces méditerranéennes. Elle est dans ce sens en rapport avec l'évolution paléoclimatique et paléobotanique post-würmienne. Plus à l'ouest, elle n'a été que médiocre et stabilisée à ce point par les données climatiques récentes.

b) L'action de l'homme, la dégradation du manteau forestier.

La dégradation de la végétation a commencé dès la Préhistoire et l'Antiquité. Les défrichements ont intéressé très tôt les Préalpes et leurs bordures, bien avant la basse plaine du Pô dont les zones basses et incultes sont restées durant le moyen-âge et même jusqu'à l'époque moderne le domaine de la forêt de feuillus (chêne pedonculé, ormes, aulnes) et des marécages. Le "trottoir collinéen", ou "collina" pour reprendre le terme utilisé dans la classification administrative par régions géographiques des provinces lombardes, a été colonisé le premier par l'homme. Il s'est ensuite avancé dans les vallées. C'est un phénomène classique, la zone où le défrichement fut le plus précoce et où la dégradation de la végétation naturelle est la plus avancée correspond au piedmont des Préalpes où l'homme trouvait un triple avantage : un climat doux et ensoleillé entre les rigueurs de la montagne et les brouillards de la plaine, une forêt de chênes et de charme houblon (Ostrya carpinifolia) relativement facile à défricher ; des sols convenables bien drainés sur les hautes terrasses du Würm et du Riss. Les étages alpin et subalpin supérieur seront aussi utilisés très tôt par des groupements de pasteurs. Cette double oeuvre de l'homme (défrichement et déboisement) allait se poursuivre au cours des siècles et sous un triple aspect : extension des cultures et de certaines espèces, déboisement excessif pour les besoins des industries locales,

surcharge des pâturages maintenant la forêt en-deça de sa limite climatique naturelle.

L'extension des cultures est liée directement à l'augmentation de la population qui a été continue depuis le XVI° siècle dans toute la Lombardie. D'après R. Pracchi (I960), la densité de population en Lombardie aurait atteint IOI habitants au kilomètre carré en I8I5 et se serait régulièrement élevée pour atteindre actuellement le chiffre de 290. Au recensement de I96I, les hautes vallées du Brembo et du Serio, uniquement rurales, avaient des densités respectives de 33 et 47 habitants / km2, les basses vallées vivant aussi de l'industrie I24 et IO4, Sur la bordure, elles dépassent toujours 400. Il ressort d'une rapide étude des chiffres des recensements fournis par la Chambre de Commerce de Bergame que dans cette province, les communes de montagne qui se dépeuplent actuellement ont connu leur maximum démographique au début de ce siècle, juste avant la première guerre mondiale. La pression démographique fut grande pendant tout le XIX° et le XX° siècle, et cela à un moment où l'économie restait agricole. Il en résulta beaucoup plus tardivement que dans les Alpes françaises un effort de mise en culture qui s'est fait au détriment de la forêt.

Celle-ci fut aussi largement utilisée pour le bois de construction et de chauffage. Dans cette oeuvre, les bergamasques ont acquis une solide réputation, de rang international avec l'émigration, Sur le terrain, les bois de hêtre, de sapin et de mélèze ont été les plus touchés, la forêt de chênes ayant été détruite plus tôt. Les grandes forêts du XVI° siècle sur les rives du lac d'Iseo, évoquées par de nombreux textes historiques, ont fait place à un taillis bas et touffu. Celui-ci tend actuellement à gagner du terrain, profitant de l'exode rural et de l'abandon de certains terrains de culture ou de pacage. D'après les statistiques publiées par le Service des forêts de Bergame, les taillis auraient vu leur superficie s'accroître de I,I % entre I964 et I967 !.

Les chiffres publiés par le service des forêts de Bergame font apparaître la situation actuelle, marquée par un taux de boisement

très moyen, en regard des conditions très favorables (relief rarement très élevé mais souvent malaisé, climat très humide et doux). Les forêts n'occupent que 30 % de la superficie totale contre 34 % et 3I % dans les secteurs externes des Alpes françaises du Nord et du Sud (Leroy R. I957). Comme pour ces dernières, les taillis l'emportent largement, occupant 4I.384 hectares en I967 soit 58,8 % de la forêt, auxquels il faudrait ajouter II.II2 hectares de taillis mixte (futaie et taillis mélangés) soit I5,7 % de la surface forestière. Au total, ils forment les 3/4 des bois.

La futaie qui bénéficie des soins des forestiers ne compte que pour 25 %, (I8.054 hectares). Elle est constituée essentiellement de résineux : I5.077 hectares contre 2.I42 aux feuillus, le reste (834 ha) revenant aux bois mixtes feuillus-résineux. Certaines espèces typiques de la moyenne montagne comme le hêtre n'occupent plus à l'état de futaie que des surfaces très restreintes, 93 hectares contre 2.85I à l'état de taillis simple (sans strate arborée) et d'essence pure. Il en est de même pour le chêne dont les futaies ont disparu. L'action de l'homme qui s'est exercée au détriment de la forêt de feuillus, a favorisé le développement de certaines espèces comme le châtaignier et le peuplier (I.696 et 279 hectares pour les seules futaies pures). Le premier voit son importance décroître régulièrement chaque année (47 hectares perdus entre I964 et I967) du fait des maladies et de son importance économique moindre. L'abandon relatif des forêts fait que les taillis de chênes, hêtres et charmes-houblon, plus adaptés au milieu climatique (ces espèces étant la formation climatique naturelle), rejettent en sous bois et supplantent la châtaigneraie. L'action de l'homme, hormis là où la châtaigneraie est encore entretenue, ne leur est plus défavorable.

Ce déboisement excessif et la dégradation de la forêt sont aussi dus aux besoins de l'industrie métallurgique ancienne. Elle s'était implantée très tôt, dès l'occupation romaine, dans les montagnes du Bergamasque. Le minerai de fer y est abondant mais dispersé en une multitude de petits gisements de faible teneur, en particulier à la base du Carnien qualifié de "metallifero bergamasco". Ces conditions naturelles ont été à l'origine de l'installation d'une métallurgie avec fonte au bois, et de nombreuses forges ; cette activité prospère

pendant l'époque moderne, s'est perpétuée jusqu'à la première guerre mondiale dans une région dépourvue de houille et où l'hydroélectricité faisait ses premiers pas. En I902, les statistiques du service des Mines de Bergame mentionnent 33 concessions, 2I exploitations (7 pour le fer, I3 pour le zinc, I pour le zinc et le plomb) et la production de 3.I65 tonnes de fonte. Quand on connaît la consommation élevée en charbon de bois de ces fourneaux (cf. les chiffres donnés par R. Leroy I957, p. 503), on conçoit combien elle a été préjudiciable à la forêt et elle a bien été une des causes essentielles de sa dégradation. L'abandon de cette métallurgie ancienne depuis plus de cinquante ans a été grandement favorable à un début de reconstitution du patrimoine forestier. Le progrès technique a été au cours de ces dernières années, avec l'utilisation de plus en plus courante des produits pétroliers pour le chauffage, à l'origine d'une baisse régulière de la production de bois à brûler qui, d'après les chiffres très précis de l'Istituto Centrale di Statistica, aurait décliné de 354.000 à 297.000 quintaux entre I96I et I967 ! Une baisse de près de I50 %, toujours selon les mêmes sources, affecterait le bois en fagot.

La vie des populations rurales fondée sur une économie agro-pastorale a été à l'origine d'une surcharge pastorale des alpages. Avec l'aide active de l'homme, elle a contribué en de nombreux points à maintenir à une altitude relativement basse la forêt. L'avancée des glaciers au XIX° siècle a été contemporaine d'un accroissement démographique et d'un développement de l'utilisation de l'étage alpin. Le phénomène humain a persisté alors que le réchauffement climatique permettait une remontée en altitude de la végétation. La limite actuelle de la forêt est en grande partie artificielle : le fait est prouvé par les bosquets ou les pins isolés qui parsèment des cônes d'éboulis au-dessus des anciens alpages. La dimunution des troupeaux et l'abandon de certains paturages depuis une vingtaine d'années amène une remontée de la forêt. C'est particulièrement frappant dans certaines zones : sur le versant nord de la Cima Arera, celle-ci a reconquis des zones importantes, enserrant dans une forêt de jeunes épiceas les anciennes "baite" (ou chalets d'alpage) plus ou moins démantelées. Les cas sont malgré tout encore peu nombreux et la persistance des pratiques d'estivage conduit au maintien de la forêt à sa limite basse.

La dégradation de la forêt est donc arrêtée. L'évolution actuelle voit son extension, facilitée aussi par les échanges internationnaux dans le cadre de l'Europe qui ont provoqué une sensible baisse des coupes et de la production de bois depuis plus de dix années (de l'ordre de 30 % pour la province de Bergame entre I955 et I967). Cette évolution a été soutenue par un effort d'amélioration de la forêt et de reboisement.

c) L'effort actuel de préservation et de reconstitution de la forêt.

L'intervention systématique et organisée de l'homme se fait par l'entremise des services publics, particulièrement du service des forêts (Ispettorato Ripartimentale delle foreste) et s'exerce au profit des futaies. Elle se manifeste soit par la transformation des taillis en bois mixte de haute futaie, soit par le reboisement des prairies. Dans le bassin de l'Oglio, objet depuis I952 d'un plan général de bonification, le reboisement a porté entre I945 et I962 sur I550 hectares, essentiellement en faveur des conifères (épicea, mélèze, pin sylvestre et pin noir), très rarement en faveur du hêtre ou du frêne. Cette entreprise, aux résultats encore modestes, a non seulement arrêté la régression de la forêt, mais celle-ci améliorée en qualité voit sa superficie s'accroître.

L'évolution économique et les efforts de l'homme vont dans le même sens qui est celui de l'amélioration et de l'extension de la forêt, mais c'est une oeuvre récente à côté de la longue période de dévastation qui l'a précédée. La reconstitution de la forêt se fait non seulement en fonction de considérations économiques, mais aussi des conditions climatiques et pédologiques. Elle intéresse la partie la plus élevée du territoire où l'émigration rurale a été plus importante qu'ailleurs. Bien souvent elle se poursuit encore. Dans les basses vallées lombardes, les densités de population restent fortes, de l'ordre de 200 - 300 habitants au kilomètre carré, parfois plus ; des activités rurales secondaires se maintiennent tandis que l'industrie occupe la majeure partie de la population, la forêt reconquiert les

hauts versants où le taillis s'étend, mais le reboisement organisé est rare.

2°) Les formations végétales : L'étagement des formations végétales, les domaines phytogéographiques (tableau 9, figure 37 et 39).

Le grand adret des Préalpes lombardes s'étalant en altitude entre 100 et plus de 3500 mètres voit son couvert végétal s'étager, mais son développement d'Est en Ouest sur plus de 150 kilomètres, les nuances du climat, sa position de zone de contact entre les Alpes orientales et les Alpes centrales sont autant de facteurs qui introduisent une diversité dans le sens longitudinal.

a) L'étagement des formations végétales (tableau 9).

Celui-ci va de l'étage méditerranéen du chêne-vert à la pelouse alpine présentant entre ces deux extrêmes toute la série des étages ou "ceintures de végétation" (Schmid E., 1950) classiques des Alpes méridionales.

(1) L'étage fragmentaire du chêne vert (Quercus Ilex) : Etage méditerranéen (Gaussen H., Ozenda P.) ; étage méditerranéen subhumide (Emberger L.) n'est guère représenté à l'ouest de Come. Il ne prend quelque importance que sur les rives des lacs d'Iseo et de Garde. C'est une végétation relicte, en rapport avec l'optimum climatique post-würmien. Il s'est maintenu entre 200 et 400 mètres au-dessus des rives du lac de Garde, particulièrement au nord de Riva. Il y a trouvé des conditions climatiques et pédologiques particulièrement favorables sur les basses pentes : sols calcaires sur les versants ou dans les fonds (marocche), ensoleillement plus prolongé, brouillards et humidité générale faibles, climat doux avec des précipitations de 800 à 1000 mm par an tombant surtout aux inter-saisons. Au-delà de 400 - 500 mètres, il disparaît très progressivement, mais les espèces de cet étage, à la faveur de conditions locales propices ont pu s'infiltrer assez loin dans les vallées (Paragraphe I) : Pitschmann H., Riesigl H., (1965) signalent que des chênes verts se

trouvent jusqu'à 1000 mètres dans la basse vallée du Sarca où les conditions d'abri et d'ensoleillement sont les plus favorables.

Les espèces typiques de cet étage se retrouvent ici. Parmi les arbres, le chêne vert (Quercus ilex), le chêne pubescent (Quercus pubescens), l'arbre de Judée (Cercis Siliquastrum) ; chez les arbustes : Spartum junceum, Arbutus unedo, Erica arborea, Phyllirea latifolia, Rhamnus alaternus, Cistus Albidus et salirifolius, Rosmarinus offinalis.. La liste des herbacées serait trop longue à citer et nous renvoyons à l'ouvrage de Pitschmann (1965) ; notons cependant les plus communes : Adeno carpus complicatus, Fumana erocoides, Satureja montana, Thymus vulgaris, Asplenium onopteris .. et celles de la pelouse à Brome, (Bromus maximus, Aegilops ovata, Vulpia ciliata, Asphodelus fistolosus, Astericus spinosus..) Dans cet étage, l'homme a introduit nombre de plantes méditerranéennes, parmi lesquelles l'olivier (Olea europea) et le cyprès (Cupressus sempervirens) sont les plus répandues. L'olivier atteint 600 mètres d'altitude vers Riva, alors que vers l'Ouest sur le lac de Come, cette limite s'abaisse (figure 40) à 450 mètres. Le fait est à mettre en rapport avec l'accroissement de l'humidité d'Est en Ouest, très importante l'été, et non pas avec une chute des températures ou des hivers plus froids. D'autre part, la luminosité est plus intense dans la partie orientale.

L'évolution latérale de la série du chêne vert montre plusieurs stades : éboulis non encore colonisé, pelouse à brome, fruticée basse à Thym, Romarin, Ciste, Bruyère.. et enfin un taillis mixte de chênes verts et d'arbres de Judée. La futaie primitive de chênes verts a été détruite par l'homme et a fait place depuis longtemps à des formations arbustives dégradées ou à des vergers (oliviers) et des cultures rejetant la chênaie dans les stations les plus insolites se prêtant peu aux cultures.

(2) L'étage collinéen est présent sur toute l'étendue des Préalpes. La douceur du climat et l'abondance des précipitations d'été (climat insubrien) à l'ouest de Come ont favorisé et permis le maintien d'un étage collinéen de type piémontais (ou subatlantique au sens des botanistes français) tandis que la plus grande partie des Préalpes est le domaine de l'étage collinéen subméditerranéen humide (Emberger).

Le passage de l'un à l'autre est progressif et se réalise sur les rives du lac de Come (carte, figure 37). Il correspond à l'apparition et à l'affirmation vers l'est, et sur les basses pentes seulement (moins de 1000 mètres) d'un minimum secondaire des précipitations pendant l'été. La limite supérieure de l'étage s'élève d'Ouest en Est : 800 - 900 mètres vers Lugano, 900 mètres dans le Bergamasque, entre 900 et 1000 mètres à l'est de Brescia. Ce phénomène est essentiellement dû à la diminution de l'humidité et des précipitations, et à l'Est du lac d'Iseo, d'un climat d'affinités continentales et méditerranéenes favorable au développement de l'étage subméditerranéen et moins propice à l'étage du hêtre qui lui fait suite.

(3) L'étage collinéen subméditerranéen s'affirme à l'est de Lecco sur les collines, la bordure préalpine et les vallées lombardes. Au-delà du lac de Garde, il se prolonge en Vénétie et en Frioul et se rattache aux formations identiques des chaînes balkaniques. En Lombardie centrale et orientale, la strate arborescente comporte le chêne blanc (Quercus pubescens) l'orne (Fraxinus ornus), le charme houblon (Ostrya carpinifolia), le micocoulier (Celtis australis), l'orme (Ulmus campestris). Chêne blanc et Charme houblon dominent largement. Les espèces arbustives classiques les accompagnent : le nerprun des roches (Rhamnus saxatilis), le térébinthe (Pistacia terebinthus), le rhus (Cotinus cogyria), le cornouillier (Cornus mas), le prunellier (Prunus mahaleb) et la cytise (Cytisus sessififolius), ainsi que les herbacées: Asplenium ceterach, Diplachne serotina, plusieurs espèces de Stipa et des plantes introduites comme le figuier de barbarie (Ofuntia vulgaris). Quatre espèces endémiques (Moehringia bavarica et insubrica, Moehringia markgrafi et Campanula petrala) colonisent les falaises. A des altitudes basses, entre 400 et 900 mètres, une opposition se marque entre ubac et adret : l'ostryaie domine sur les versants Nord, Est et Ouest et laisse la place au chêne blanc en face Sud.

Dans la zone insubrique, l'étage collinéen est caractérisé par une végétation de type subatlantique qui s'est installée au boréal et au suboréal et a pu s'y maintenir grâce à l'humidité du climat : pelouses à Festuca Ovina et Danthania, landes à Calluna vulgaris, Genista germanica, Sarothamnus scopanius dans certaines stations.

Sur les versants sud, la chênaie acidiphile (Quercus sessilis surtout) avec faciès à bouleau (Betula pendula) est la formation climacique (Querco-betuletum) prépondérante tandis qu'aux envers, le chêne rouvre (Quercus sessilis) se mêle au tilleul (Tilia cordala), à l'érable (Acer campestre) et au charme (Carpinus betulus),. La végétation insubrique est de type médio-européen sur landes atlantiques.

Les hommes ont introduit le châtaignier qui peut constituer dans toute la Lombardie, tant aux ubacs qu'aux adrets, des peuplements presque purs (Valteline, Val Varrone) lorsqu'ils sont entretenus. Cette prépondérance locale a pu faire donner à cet étage le terme de "castanetum". La répartition de cet arbre calcifuge, aimant les sols humides et profonds est intéressante. Abondant en Valteline et au nord du lac de Come, sur les terrains morainiques qui tapissent le moyen et bas Val Camonica, il disparaît dans la haute vallée du Brembo, par suite de la grande humidité de l'air et des brouillards, ainsi que sur les versants du haut Val Camonica où par contre le climat est trop rude.

Néanmoins cet étage correspond à un climat encore très clément, où la température moyenne du mois le plus froid, d'une façon générale, ne tombe pas en-dessous de 0°, sauf dans les bassins intérieurs ou sur les versants Nord. Le rapport du "Consorzio per la bonifica del bacino dell' Oglio" donne comme caractéristiques du climat du "castanetum" une température moyenne annuelle se situant entre I0 - I5 degrés, et supérieure à - I° pour le mois le plus froid. L'humidité relative autour de 60 % (moyenne annuelle) l'exclut des bas fonds et des pentes nuageuses de la montagne. Ce pourcentage nettement plus fort au-dessus de 900-I000 mètres favorise alors le développement de la hêtraie.

(4) Etage montagnard. = La hêtraie ("fagetum") couvre les versants de la façade Sud, à l'exclusion des vallées les plus internes (Haut Oglio, Val di Sole, col d'Aprica). Arbre de climat tempéré, le hêtre aime une forte humidité de l'air et se localise dans les stations embrumées. Son développement entre 900 et I200 mètres correspond dans les Préalpes à une zone très humide et encore tempérée,

celle où les forts orages d'été, l'existence de brumes, lui assurent pendant cette saison l'humidité nécessaire qui au contraire, vers l'Est, fait de plus en plus défaut. La répartition altitudinale du hêtre ne se confine pas pour autant entre ces deux limites qui n'ont rien de rigide. En effet, dans la région insubrienne, sur les basses pentes, on peut le trouver à partir de 250 mètres en arbres isolés et dès 500 mètres, il devient plus fréquent dans la forêt de chênes et d'ostrya. Dans la partie occidentale des Alpes orobiques, il atteint en groupements bien constitués I300 mètres sur les versants Sud, et I500 mètres sur les versants Nord. Quelques uns isolés, atteignent I800 mètres. A l'est du lac d'Iseo, les précipitations diminuent et son aire se réduit entre 500 et I450 mètres. Toutefois, il ne constitue de véritables groupements - étage du hêtre - qu'entre I000 et I400 mètres dans le Trentin méridional (Dalla Fior, I969) où il voisine avec de nombreux sapins (Abies Alba), épiceas (Picea exelsa) ou mélèzes (Larix europea). Dans le haut bassin de l'Oglio, entre les cols de l'Aprica et du Tonale, il est absent et remplacé par le mélèze, l'épicea, l'aulne vert mieux adaptés à la sécheresse relative et à la rigueur de l'hiver.

Le hêtre (Fagus sylvatica) qui est l'espèce dominante à l'Ouest, accompagne l'érable (Acer campestre), le sycomore (Acer pseudoplatanus), le tilleul (Tilia platyphyllos), le sorbier (Sorbus aucuparia), et l'if (Taxus baccata). La série arbustive comprend la coronille (Coronilla emerus), le sureau (Sambucus racemosa), les myrtilles (Vaccinium), mais très diffuses, le fusain (Evonymes europeus), et parmi les herbacées le millet (Millium effusum), le paris à quatre feuilles (Paris quadrifolia), le muguet (Convallaria maialis), la sanicule (Sanicula europea), l'aspérule (Asperula odorata), et le rarissime sabot de Vénus (Cypripedium calceolus). Cette forêt de feuillus comporte de plus en plus de conifères vers le haut et dans la partie orientale des Préalpes. L'espèce la plus fréquente en est le sapin (Abies Alba) qui descend jusqu'à 600 mètres vers le lac de Garde mais n'apparaît que vers 700 - 800 mètres dans la zone occidentale (figure 40). La hêtraie très endommagée par l'homme est réduite souvent à un taillis. C'est la formation la plus répandue, à côté de Fruticées à Rosa et Prunus et de pelouses à brome (Bromus erectus) et Trisète (Trisetum flavescens). Dans le moyen Val Camonica, le "fagetum" correspondrait d'après les

recherches du Service des forêts aux conditions climatiques suivantes : température moyenne annuelle entre 6 et I2°, température moyenne du mois le plus froid supérieure à - 2°/ - 4°, température moyenne des minima inférieure à - 20° / - 25°, une humidité relative de l'ordre de 65 à 75 % (moyenne annuelle). Ces conditions tirées d'une étude de la partie médiane des Préalpes expliquent la répartition de la hêtraie évoquée plus haut et sa persistance dans la zone insubrienne au niveau de l'étage montagnard supérieur.

- L'étage montagnard supérieur -

Son optimum se situe entre I300 et I600 mètres. Il présente de nombreuses nuances et sa composition varie d'une hêtraie sapinière à l'ouest de Come à une pessière infiltrée de sapins et où le hêtre est secondaire dans le Trentin du Sud-Ouest. La continentalité s'accroît très rapidement à partir de l'altitude de I200 mètres, et cet étage assure la transition vers la forêt de conifères de l'étage subalpin inférieur.

(5) L'étage subalpin au sens des botanistes comprend la forêt de conifères, puis des formations arbustives à arbres isolés et enfin les fruticées asylvatiques proprement dites.

- Dans la partie centrale des Préalpes, le niveau subalpin inférieur voit la forêt d'épiceas (Picea excelsa, ou Abete rosso des italiens) monter jusqu'à près de 2000 mètres dans la vallée du Brembo. Il est accompagné du mélèze, du pin sylvestre (assez rare) et du sapin. L'humidité et le climat encore relativement tempéré (courbes de Foppolo, figure 36) expliquent le développement du "Picetum". Les conditions climatiques des conifères microthermes de cet étage seraient les suivantes en Val Camonica (même sources que plus haut) : température moyenne annuelle entre 3° et 6°, température du mois le plus froid supérieure à - 4° / - 6°, minima absolus de l'ordre ou même inférieurs à - 30°, hygrométrie en moyenne de 50 à 60 %, mais pouvant tomber en été à 30 %. En amont d'Edolo ces conditions plus rudes sont responsables de l'extension des conifères au détriment du hêtre.

La limite supérieure de la forêt s'abaisse vers l'Ouest et vers l'Est. Entre Come et Lugano, elle atteint seulement I500 - I600 mètres du fait du relief plus modeste, mais elle est en bonne partie artificielle, en raison de l'action humaine et de la permanence des pratiques d'estivage. Les reboisements effectués sur les flancs du Generoso en sont la démonstration puisqu'ils ont pleinement réussi. Le sapin est l'essence dominante tandis que l'épicea reste fragmentaire et localisé sur les versants Sud.

A l'est de la vallée de l'Oglio, l'étage subalpin inférieur se développe vers le bas au détriment de la hêtraie. L'épicea apparaît à partir de 900 mètres, mêlé au sapin. A partir de I500 mètres, il est associé au mélèze, au pin cembro, et au pin sylvestre, plus appropriés au climat rude de la partie Nord-Est des Préalpes. L'association tend à devenir une mélèzaie-cembraie, avec secondairement l'épicéa. Ce dernier ne constitue d'ailleurs jamais des peuplements bien définis.

Le pin sylvestre forme quelques groupements épars dans le Trentin méridional (vallée du Sarca) là où les conditions de température (amplitude annuelle de 20°) et précipitations (moins de I mètre) sont plus rudes. Dans le reste des Préalpes, il apparaît par places, mais il constitue toutefois des peuplements homogènes sur les hauts niveaux stériles ferretisés de la Brianza occidentale où l'homme l'a introduit pour le reboisement. Les sous-bois de la pessière sont constitués en versant méridional de genevriers nains et de busseroles (Vaccinium vitis idaea) et dans les autres expositions de myrtilles (Vaccinium ulgisosum, Vaccinium myrtillus) et de rhododendrons. Ces espèces se retrouvent dans tout l'étage subalpin.

(5) L'étage subalpin moyen et supérieur voit les conditions climatiques et les contrastes entre ubac et adret s'accentuer, en même temps les espèces endémiques deviennent plus nombreuses. Une fruticée caractérise ces deux sous-étages et diffère en versant Nord et en versant Sud :

{ Sur les premiers un enneigement long et abondant a permis l'installation de la rhodoraie qui exige d'être entièrement recouverte de neige ; Rhodedendron ferrugineum et Rhododendron hirsutum, espèces

tertiaires originaires d'Asie en sont les éléments dominants. Cette dernière espèce est répandue uniquement dans la partie centrale et orientale des Alpes. C'est une espèce calcicole alors que le premier préfère les terres siliceuses. Le cas n'est pas particulier et beaucoup de genres ont des espèces adaptées aux terrains cristallins ou calcaires (Drabae, Hutschinsiae, Gentianae, Rhodothamnus chamoecistis autre endémique dont un vicariant a été retrouvé récemment en Turquie orientale, colonise ces rhodoraies).

- Les versants sud sont le domaine de la Juniperaie, à genevrier nain (Juniperus nana), bruyère des neiges (Erica carnea), raisin d'ours (Arctostaphyllos uva ursi et alpina) cytise (Cytisus radiatus).

Sur ce fond, la strate arborescente discontinue à l'étage subalpin moyen, absente plus haut, est représentée dans la région centrale et orientale par une mélèzaie-cembraie dégradée. Le pin mugo (Pinus mugo grex prostrata) l'accompagne et se retrouve indifféremment sur tous les terrains à l'est de Come. Sur les versants à exposition Nord et à l'ouest du lac de Come, l'humidité favorise l'aulnaie (Alnus viridis, Acer pseudoplatanus) qui succède à la sapinière. Elle voisine avec une prairie à hautes herbes ou megaphorbiaie à Cirsium montanum, Cirsium palustre, Athynium alpestre, Veratrum album, Adenostyles alliaria.

La strate arborescente de plus en plus fragmentaire disparaît vers 2100 mètres à l'ouest, 2200 mètres dans le Bergamasque et fait place à la rhodoraie ou à la juniperaie asylvatiques.

(6) L'étage alpin.

C'est le domaine des pelouses asylvatiques soumises à de fortes intempéries. Sur les terrains siliceux comme sur les substrats carbonatés où l'acidification du sol est prononcée, se développé "la steppe des neiges" à Carex curvula - laîche courbée -. Néanmoins, ce sont les massifs calcaires qui montrent le plus d'originalité. La pelouse à Elyna myosuroides est le préclimax dominant qui annonce le caricetum curvulae, aux expositions Nord, Ouest et Est. Par contre, sur des plates formes bien exposées prospère la pelouse du Caricetum

firmae, riche en espèces paléoalpines, conservées sur des nunatacks lors des glaciations : Carex firma, Saxifraga coesia, Chamaeorchis alpina, Gentiana froelichii.. et dont la grande extension actuelle est probablement post-glaciaire.

Sur les adrets dégagés des neiges une partie de l'hiver et soumis à un microclimat relativement sec, s'étend au contraire la steppe à Avena parlatorei, Carex austroalpina, Sesleria sphoerocephala, Trisetum argenteum, Harminum pyrenaicum, riche en espèces mésogéennes (Sutter, 1966) qui confèrent à cette région toute son originalité.

Cet étagement de la végétation représenté d'une façon schématique par le tableau 9 montre toute l'influence du climat dans la répartition et la composition des associations végétales dans le sens Ouest-Est et en altitude. De même, il existe dans le sens Sud-Nord une dégradation des conditions climatiques et une modification de la répartition des étages de végétation.

b) Variations altitudinales des limites de végétation selon un axe Sud-Nord : le Val Camonica.

La limite des étages tend à s'élever des bordures vers l'intérieur de la chaîne alpine. Les Préalpes lombardes n'échappent pas à cette loi. Cependant, l'existence de grands bassins lacustres de direction méridienne prolonge vers l'intérieur les influences adoucissantes d'origine méditerranéenne. Entre Garde et Come, le seul grand axe de pénétration est constitué par la vallée de l'Oglio. Les rivières du Bergamasque ou de la province de Brescia ne sont que de courts tronçons en versant Sud s'appuyant à l'axe orobique ou au bastion de l'Adamello.

La continentalité du climat s'affirme vers le Nord et le Nord-Est de cette partie des Alpes par une diminution des précipitations et des températures plus rigoureuses. Dans le sens Sud-Nord, ces modifications sont responsables des variations du couvert végétal, mais

celles-ci ne sont pas faciles à établir par suite de l'oeuvre de destruction et maintenant de reconstitution du manteau forestier : très souvent les limites sylvatiques sont artificielles. Elles ont été établies (tableau IO) grâce aux cartes publiées par le Syndicat inter-provincial pour la bonification du Haut Oglio.

La limite supérieure de la forêt s'élève du Sud vers le Nord, de I700 à 2000 mètres aux adrets, de I500 à I850 mètres aux ubacs. La recherche de précipitations plus abondantes sur les hauts versants de l'intérieur et un enseleillement plus long en sont les raisons. Une transformation essentielle apparaît : le développement de la forêt de conifères purs (épiceas, mélèzes) au détriment des autres formations. L'étage collinéen voit sa limite s'abaisser, et vers Edolo, les forêts de châtaigniers si nombreuses autour du lac d'Iseo, ne se rencontrent qu'éparses le long du fond de vallée. La hêtraie et la pessière infiltrées de hêtres sont réduites. Le hêtre lui-même est rare et supplanté par les conifères mesothermes (sapin,) l'aulne, le noisetier entre Edolo et les cols de l'Aprica et du Tonale (cf. Supra). Cet étage n'est développé que sur l'adret, l'ubac étant recouvert d'une épaisse forêt de conifères qui descend presque jusqu'au talweg. Alors que sur les rives du lac d'Iseo, une forêt mixte de feuillus et de conifères mesothermes (sapins) s'étendait entre I500 et I700 mètres, elle a rapidement fait place à une pessière - mélèzaie qui vers d'Edolo s'étend sur des versants de 600 mètres de dénivelé en adret et de plus de 900 mètres en ubac. La disposition Est-Ouest des grands éléments du relief (chaîne orobique, Adamello) dans la partie médiane de ce territoire, et l'ouverture en fourche vers le Nord Nord-Est d'une part, vers l'Ouest d'autre part, de la haute vallée de l'Oglio expliquent la brusque aggravation du climat. Les zones intermédiaires (versant du Monte Porà, du Camino, Val Paisco) voient la forêt de conifères (étage subalpin inférieur) gagner du terrain progressivement, mais la hêtraie et la hêtraie sapinière gardent une bonne place en raison de l'humidité et d'une situation plus favorable au sud de l'axe orobique.

CONCLUSION

Les grands ensembles phytogéographiques des Préalpes lombardes.

Les variations du couvert végétal de la bordure à l'intérieur des Préalpes ne doivent pas faire perdre de vue que les grandes subdivisions climatiques et phytogéographiques sont juxtaposées l'une près de l'autre de l'Ouest à l'Est.

A l'ouest du lac de Come, le secteur insubrien est nettement individualisé par son climat et sa végétation. C'est le secteur le mieux connu et le plus original : avec un climat tempéré relativement doux en hiver, chaud en été, de fortes précipitations, sans minimum d'été. Il a permis l'installation et le maintien d'une végétation d'affinités médio-européennes.

Entre la rive orientale du lac de Come et le méridien de Brescia, c'est la partie la plus occidentale du secteur Gardesan-dolomitique de P. Ozenda (I966) pour lequel nous proposons le nom de sous-secteur de Lombardie centrale et orientale. Un minimum secondaire des précipitations se marque en été pour les stations de la bordure, tandis que la montagne reste très arrosée même en cette saison. Les températures clémentes dans leur ensemble permettent une montée en altitude de la végétation et l'étage montagnard atteint ses cotes maximales dans la haute vallée du Brembo où les précipitations sont les plus importantes. La hêtraie connaît alors les conditions optimales de son développement, mais vers l'Est, elle perd progressivement de son importance, au profit de la pessière montagnarde.

Aux abords du lac de Garde et dans le Trentin du Sud et du Sud-Ouest, le climat est à la fois plus méditerranéen et plus continental. L'été est déjà lumineux et moins arrosé dans la partie méridionale. Les hivers froids dans les hautes vallées sont tempérés dans les zones basses en raison de la présence du lac et l'exposition Sud. Les précipitations sont aussi sensiblement inférieures, à altitude égale,

à celles de la Lombardie centrale : jamais plus de I500 millimètres à l'exception évidemment des sommets les plus élevés. On assiste de ce fait à une réduction importante de la hêtraie tandis que les étages méditerranéen et subméditerranéen montent plus haut qu'à l'ouest, et que voisinent les forêts d'épiceas et de sapins qui descendent plus bas. La multiplication des bois de mélèzes et de pins cembro prouvent la rudesse du climat des régions les plus septentrionnales. A cette partie des Préalpes, bien différente de la précédente, on peut réserver le terme de sous-secteur Garde - Trentin méridional. Il constitue une transition vers les secteurs des Alpes orientales italiennes.

Ainsi les Préalpes lombardes apparaissent comme une zone originale, point de rencontres d'influences climatiques et de domaines biogéographiques auxquels la montagne a donné toute son empreinte et son cachet.

CHAPITRE 8

LE RECUL DES GLACIERS ET LE SYSTEME MORPHO-CLIMATIQUE ACTUEL

L'évolution du relief est commandée par les conditions actuelles et le modelé hérité des périodes froides du Quaternaire. L'érosion actuelle réaménage un paysage hérité de la glaciation würmienne dont l'empreinte est d'autant plus profonde qu'elle-même a largement repris et accentué des formes déjà élaborées pendant les glaciations précédentes. Ce chapitre sera consacré à une étude du recul des glaciers, de leur importance actuelle et des modalités du système morpho-climatique en fonction de cet héritage, de l'intervention de l'homme et des conditions climatiques et végétales.

I - LE RECUL DES GLACIERS ET LES FORMES HERITEES DES PERIODES FROIDES DU QUATERNAIRE -

Après une extension des glaces au cours du Würm, extension marquée par une série d'allées et venues du front glaciaire responsables d'une suite d'arcs morainiques accolés et de terrasses fluvioglaciaires en contrebas les unes des autres, les grands glaciers würmiens reculèrent rapidement. L'absence d'accumulations morainiques bien formées dans les vallées peut s'interprêter dans ce sens. On pourra l'imputer aussi au surcreusement glaciaire dont la topographie n'est pas favorable au maintien de ces accumulations, à l'érosion active pendant le Post-Glaciaire et le Tardi-Glaciaire, au comblement

des fonds de vallées par l'alluvionnement torrentiel et fluviatile. Il est cependant curieux que l'on n'en possède pas des traces plus nombreuses.

I°) La part restreinte des glaciers actuels.

a) Les stades de retrait du Würm.

A la suite des recherches effectuées sur le versant septentrionnal des Alpes, des tentatives de reconstitution des stades de retrait post-würmiens ont été faites par G. Nangeroni et G.B. Castiglioni. G.B. Castiglioni (1961), pour le groupe de l'Adamello-Presanella, a montré l'existence de stades glaciaires récents attestés sur le versant nord de l'Adamello par des arcs morainiques bien construits. Pour les arcs morainiques typiques se trouvant immédiatement en avant des glaciers actuels ou des fonds de cirques maintenant abandonnés, l'accord est général quant à leur attribution à la poussée glaciaire du XIX° siècle. Celle-ci est d'ailleurs confirmée par les documents historiques et les anciens levés topographiques, même sommaires, des services autrichiens. L'incertitude est plus grande pour les stades antérieurs, parce que d'une vallée à l'autre les phénomènes sont difficiles à mettre en corrélation et que dans le fond de la vallée, une crue ou une catastrophe exceptionnelle à l'échelle du millénaire ou de plusieurs millénaires d'années ont pu emporter toute trace d'une accumulation morainique. La carte établie par G.B. Castiglioni (1961) montre les difficultés que l'on rencontre dans une telle reconstitution. En avant des moraines du siècle dernier, des arcs assez bien conservés permettent de limiter assez précisément le stade du Daun, mais dès la phase antérieure du Gschnitz (8000 ans avant J.C. environ), les limites et les corrélations deviennent difficiles à préciser. D'une façon générale, les arcs morainiques du Gschnitz sont facilement identifiables sur les vallées exposées au Nord, particulièrement sur les affluents de rive gauche du haut Oglio. Dans les grandes vallées, les arcs morainiques frontaux ont le plus souvent été enlevés par l'érosion, car les rivières sont plus puissantes. Les limites des stades post-würmiens deviennent incertaines. Ces remarques n'enlèvent rien à la valeur de la tentative de G.B. Castiglioni qui a tenu compte des facteurs géographiques

et sans tomber dans une systématisation outrancière, a montré les possibilités et les limites de cet essai. Sur le plan morphologique, elle est riche d'enseignements : intensité en montagne de l'érosion tardi-glaciaire qui met à profit un relief frais et une couverture végétale dispersée, rôle important des facteurs locaux (exposition, orientation, configuration et profils longitudinaux ou transversaux des vallées, importance de l'écoulement). Dans les vallées, la glaciation a creusé et tapissé les versants de débris. Les formes importantes d'accumulation, hormis sur les hauts replats où elles ont été préservées, furent presque totalement disloquées.

b) Les petits glaciers des Alpes orobiques en voie de disparition.

La chaîne orobique entre le lac de Come et la vallée de l'Oglio ne contient plus qu'un nombre réduit de glaciers (tableau II). Les observations effectuées dans les années I929 - I932 par G. Nangeroni et celles faites à l'occasion de l'année géophysique en I957 - I958 permettent des comparaisons et une appréciation valable du recul des glaciers en une trentaine d'années. Il s'agit de petits glaciers : en I929, le plus étendu (glacier du Trobio) ne comptait que 85,7 hectares. Actuellement du fait de son dédoublement, c'est celui de Scais avec 26 hectares. Une montagne moyennement élevée (3052 mètres au point culminant Pizzo Coca, généralement moins de 3000 mètres) une orientation Ouest-Est en longue échine aux versants courts et pentus, l'absence de vaste bassin montagnard propice à la formation d'un organisme important expliquent à la fois la modicité et l'éparpillement des glaciers. Un compartimentage poussé du versant Nord multiplie les petits glaciers qui survivent tant bien que mal.

Entre I929 et I957, le nombre de glaciers a diminué de 50 %, plus en fait puisque le chiffre de I957 compte quatre glaciers dus au dédoublement par recul de deux existants auparavant (glaciers de Trobio et du Bondone). La superficie englacée s'est réduite de 60 % (tableau II), les glaciers exposés en face Ouest et Est ont disparu, et le seul glacier en face Sud (Alto di Redorta) est une diffluence du glacier du Scais ; et ceci en dépit des cimes élevées

formant le cirque glaciaire (entre 2900 et 3000 mètres). Sur ces trois faces, la limite des neiges permanentes est voisine de 2900 mètres, et sans doute proche de 3000 mètres en faces Ouest et Est, supérieure à ce chiffre en face Sud. Sur le versant Nord, le recul a été très important tant en nombre qu'en superficie. Beaucoup de petits glaciers d'une superficie de quelques hectares, tapis dans un couloir ou un fond de cirque à l'abri de la ligne de crête orobique ont disparu. Ils n'étaient, il y a trente ans, que des glaciers relictes : cette situation est actuellement celle de beaucoup d'appareils glaciaires dont l'existence est précaire. L'étude de la répartition des surfaces englacées selon l'altitude maxima du glacier montre une diminution générale sauf pour la tranche entre 2700 et 2800 mètres qui maintient son chiffre, par suite de la diminution de volume des glaciers dont le point le plus haut était en 1932 supérieur à 2800 mètres. L'ablation affecte le glacier dans sa longueur et dans son épaisseur. Ces considérations permettent de fixer la limite des neiges permanentes vers 2800 mètres dans les sites les plus franchement tournés vers le Nord. Ils sont concentrés sur le versant orobique Nord entre le Pizzo Diavolo di Tenda et le Monte Gleno, là où la chaîne orobique groupe ses sommets les plus élevés.

Les chiffres de la limite des neiges permanentes donnés par G. Nangeroni (1929) sont inférieurs aux nôtres, ce qui s'explique par le réchauffement climatique récent. Cependant les moyennes nous semblent anormalement basses : elles ne tiennent pas assez compte du rôle d'abri local et du phénomène de conservation du glacier. Si l'on fait entrer en ligne de compte le fait que la plupart des appareils glaciaires doivent la plus grande partie de leur alimentation en neige à des avalanches le long des couloirs qui entourent les cirques ou les couloirs, on doit encore relever les chiffres que nous avons cités vers quelques 2850 - 2900 mètres pour le versant Nord, et plus de 3000 pour le versant Sud.

Le recul du front des glaciers pendant la période 1929 - 1957 a été considérable mais très inégal. Les petits glaciers, véritables survivances dans des conditions locales particulières comme celui du Recastello (I ha 5) entre 2580 et 2480 mètres arrivent à se maintenir

en place (recul de quelques dizaines de mètres) ou disparaissent totalement. Les plus forts reculs linéaires (cf. Catasto dei Ghiacciai de I957) concernent les glaciers de vallées, de couloir et de cirque. Ils se chiffrent alors à plusieurs centaines de mètres : 646 mètres pour le glacier de Scais, 344 pour le Trobio, 445 pour celui des Marovin. La plupart de ceux qui en I929 avaient moins de I0 hectares de superficie ont disparu. En deça de cette superficie, ils ne constituaient à ce moment là que des vestiges préservés par des conditions locales. La plupart sont entrés actuellement dans cette catégorie et seulement 6 sur I9 (Gleno, Trobio, Scais, Porola, Lupo, Marovin) dépassent ce chiffre.

c) Les glaciers du groupe Adamello-Presanella.

L'ensemble du massif Adamello-Presanella se présente comme un dôme élevé au réseau hydrographique rayonnant. Dans l'Adamello, les altitudes dépassent fréquemment les 3000 mètres 33 Km2 sont au-dessus de cette limite, 58 Km2 sont situés entre 2800 et 3000 mètres. Ces chiffres rendent compte de l'aspect de dôme aplati au sommet : entre des murailles étroites et acérées se développent de vastes bassins peu creusés et propices à l'existence de grands glaciers (Pian di Neve, partie supérieure des glaciers du Mandrone, de la Lobbia, du Lares). Ces conditions de relief très favorables au maintien d'un englacement important sont cependant gênées par des précipitations modestes (chapitre précédent) de l'ordre de I500 - I600 millimètres. Le grand nombre de vallées rayonnantes offre une multitude de cas et permet de mieux cerner le problème du maintien des glaces au-delà d'une certaine altitude.

(I) Le recul des glaciers.

Là aussi, il a été important. Il est connu avec précision pour l'Adamello et le Caré Alto, longtemps zone frontière entre l'Italie et l'Autriche - Hongrie. En revanche, il l'est peu pour le groupe de la Presanella. Les données anciennes sont dispersées ; et les chiffres récents (I957-58) sont fournis par le Catasto dei Ghiaicciai (tomes 2 et 3) publié par le Comitato Glaciologico Italiano. Une étude du recul a été faite par J.C. Recolin (I968) et M. Jacquemet (I968).

Le recul faible de I820 à I920, s'est accéléré en I920 et I958, et se ralentit de nouveau depuis cette date. Dans le massif Adamello - Caré Alto, de I9I9 à I953, la superficie englacée est tombée de 58,9 à 40,5 kilomètres carrés, soit une perte de 3I,I %. Cette moyenne masque des inégalités. Comme partout le recul est très fort pour les petits appareils, moindre pour les grands glaciers disposant d'une large zone d'alimentation en altitude. Les petits glaciers de la vallée du Chiese ont vu leur surface diminuer de 63,I %, ce qui est tout à fait comparable au recul des glaciers des Alpes orobiques. Beaucoup de petits glaciers de cirque ont disparu. Mais le grand glacier du Mandrone n'a enregistré qu'une perte de I3,4 % !. Sa zone d'alimentation, essentiellement constituée par le grand glacier de plateau du Pian di Neve avec ses 435 hectares, est située à une altitude moyenne de 3I90 mètres. La superficie englacée du haut Sarca où se trouvent les plus grands glaciers (Lares, Lobbia, Mandrone) n'a reculé que de I8,2 % ; contre 40 % pour les appareils de dimensions plus modestes du haut bassin de l'Oglio, situés sur le versant septentrionnal de l'Adamello.

(2) La répartition des glaciers selon l'exposition (tableau I2).

Elle fait apparaître dans les trois ensembles une large prépondérance des orientations plein Nord, Nord-Est ou Nord-Ouest. Elles intéressent plus des 2/3 de la superficie totale mais avec des différences d'un massif à l'autre : exposition Nord fréquente dans la Presanella dont le relief Est-Ouest rappelle les Alpes orobiques, exposition surtout Nord-Est dans l'Adamello (grands glaciers de la haute vallée du Sarca di Genova). Les autres expositions ne représentent que des surfaces minimes, sauf celle du Sud-Est, bien représentée dans la partie orientale de la Presanella.

Une nette disproportion, en dépit du volume montagneux, apparaît entre versants Nord et Sud, l'englacement étant plus considérable sur les premiers. La disposition du relief explique la prépondérance d'une direction : une échine Est-Ouest élevée est la plus favorable

permettant un ample développement des glaciers sur l'exposition Nord, la plus propice, (cas de la Presanella, de l'Adamello entre le Corno Miller et le Corno Caventro).

(3) La répartition des glaciers selon l'altitude du point le plus élevé (tableau I3).

Elle a été établie à partir des données de 1957-58. Actuellement la plus grande partie des glaciers, quelque soit leur exposition, ont leur point le plus élevé situé au-dessus de 3000 mètres (89,1 %). La disposition du relief a son importance. Mais il est remarquable qu'aux faces Sud, Sud-Ouest aucun glacier ne soit présent en-dessous de 3000, alors qu'aux orientations Nord, on en trouve vers 2600 mètres !.

Au-delà des oppositions classiques de versant, se pose comme dans les Alpes orobiques, le problème de la limite des neiges permanentes, élément déterminant dans l'alimentation des glaciers. La méthode de Marinelli et Nangeroni (moyenne entre la cime la plus élevée du bassin et le point le plus bas du glacier) ne fait pas intervenir la configuration géographique du bassin.

Cette limite qui est fixée par G.B. Castiglioni (1961) à 2750 mètres dans la Vallée du Caffaro et à 3000 mètres dans l'Adamello ne nous paraît pas acceptable. Elle ne tient pas compte de l'exposition, facteur essentiel. Les chiffres du tableau I3 montrent que les glaciers prennent naissance à des altitudes beaucoup plus basses sur les versants Nord.

Dans toute la partie méridionale du massif, le recul des glaciers a été important et l'orientation sud des vallées, en dépit d'une humidité légèrement plus forte (cf. carte des précipitations) est défavorable à un abaissement de la limite des neiges permanentes. Par contre, sur le versant Nord, l'orientation et les conditions plus rudes du climat favorisent une installation plus basse des glaciers. Les considérations déjà énoncées à propos des Alpes orobiques et les chiffres du tableau montrent que les glaciers s'installent quand le point le plus élevé de leur bassin est proche de 2800 mètres.

Elle peut être fixée vers 2750 mètres - 2800 mètres. En face Sud, les glaciers prennent tous naissance, sauf un, au-dessus de 3200 mètres, et cette valeur doit être considérée comme la limite des neiges persistantes. Des chiffres intermédiaires doivent être avancés pour les faces Est ou Ouest, compte tenu des résultats du tableau I3 : vers 2900 mètres pour l'Ouest, 3000 mètres - 3050 mètres pour l'Est. Ils sont proches des valeurs données par Lehmann (I920), 2750 mètres en versant Nord-Est, 3I50 mètres au Sud. Il existe bien un relèvement de cette limite du Nord vers le Sud.

La figure 40 montre que les limites des neiges permanentes, déduites de l'étude de la limite supérieure des glaciers actuels, sont en parfaite concordance avec la durée de l'enneigement des différentes stations nivométriques et en rapport avec l'orientation. A partir de 600 mètres la durée de l'enneigement sur les deux versants s'accroît régulièrement en fonction de l'altitude. Une durée égale de l'enneigement se situe 300 à 400 mètres plus bas sur l'adret que sur l'ubac. Pour des stations d'altitude équivalente, elle est en moyenne supérieure de 60 jours en versant Nord. Ce que l'on pourrait appeler le gradient d'enneigement est de l'ordre de I7 jours pour I00 mètres (entre 600 et 3000 mètres).

Dans la période actuelle de retrait, les conditions locales d'abri et les températures jouent un rôle supérieur à celui des précipitations, au moins à l'échelle réduite d'une région.

Le rôle morphologique des glaciers apparaît aujourd'hui comme très limité et confiné aux régions, particulièrement aux vallées, les plus élevées et à des aires de dimensions restreintes. L'évolution actuelle n'est qu'un épisode dans le retrait des glaciers depuis le maximum würmien. Au cours du Quaternaire ceux-ci ont modelé la plus grande partie des Préalpes lombardes.

2°) Le problème des lacs préalpins .

Le modelé du relief est en rapport avec les grandes avancées glaciaires quaternaires aussi bien dans la montagne que dans les vallées

et le piedmont. L'empreinte des glaciers a certes été inégale, particulièrement forte dans les grandes vallées transversales empruntées par les glaces des massifs internes de la chaîne, plus minimes dans les vallées bergamasques. Souvent dans la moyenne et la basse montagne, ce ne sont pas les glaciers, mais un système morphologique de type périglaciaire qui a façonné les versants. Dans l'ensemble, l'avancée glaciaire s'est traduite par un prodigieux travail de creusement et d'accumulation. Sans entrer dans des cas particuliers, nous voudrions examiner quelques points généraux.

a) Le surcreusement des vallées et le problème des lacs lombards.

L'une des formes les plus classiques du relief glaciaire est la vallée en auge. Il en existe de très nombreux exemples, de dimensions variées, entre plusieurs kilomètres (Come ou Garde) et quelques centaines de mètres (Hautes vallées du Serio, ou du Brembo) voire quelques dizaines de mètres en haute montagne. Dans les régions basses (Valteline par exemple), l'auge glaciaire apparente n'est qu'une partie du travail effectué par le glacier, le remblaiement postérieur ayant largement élevé le fond de vallée jusqu'à son niveau actuel.

Ce travail de surcreusement a été maximum à l'emplacement des grands lacs lombards : lacs de Lugano ou Ceresio, de Come ou Lario, d'Iseo ou Sebino, de Garde ou Benaco.. sans compter ceux de dimensions plus modestes (Endine, Idro). Les profondeurs atteintes sont considérables et sans doute inférieures à la réalité puisque le comblement est amorcé depuis le retrait des glaciers : 410 m à Come, 346 à Garde, 288 à Lugano, 251 à Iseo, et même 122 à Idro, sans compter les 372 m du lac Majeur !. Le fait n'est pas particulier à cette partie des Alpes et se retrouve aussi bien dans les Alpes françaises que suisses. Il atteint toutefois une ampleur considérable.

On a remarqué depuis longtemps qu'ils se situaient non pas sur le front des glaciers mais en retrait de plusieurs kilomètres, voire d'une dizaine de kilomètres ou plus par rapport aux moraines

les plus externes. Entre l'extrémité des lacs et ces arcs morainiques, les reliefs en place ont subsisté comme en témoignent les crêtes calcaires ou gréseuses longeant le parcours de l'Adda entre Lecco et Paderno, les conglomérats villafranchiens de la vallée de l'Adda, de Cremignane ou de Porto di Salo, les calcaires gréseux du Miocène à Manerba et même le promontoire de scaglia de Sirmione. Une situation latérale, en "angle mort" par rapport à l'axe principal de poussée du glacier ne peut être invoqué comme pour le Günz de la val de Mulini ou les conglomérats villafranchiens de Laorca au-dessus de Lecco. On pourrait multiplier ces exemples, mais ceux-ci montrent que le creusement des grands glaciers quaternaires a été maximum non pas sur le front des glaciers, mais en arrière, dans la zone bordière des Préalpes calcaires, intéressant parfois celle-ci dans sa totalité (Come) ou sa plus grande partie (Garde, Iseo). C'est là que l'on mesure les plus grandes excavations.

La question du barrage responsable de ces étendues lacustres a été abordée par tous les chercheurs. L'hypothèse d'un relèvement tectonique de la bordure de la plaine padane ne résiste pas à un examen sérieux. S'il existe des accidents locaux affectant surtout le Villafranchien, les arcs morainiques du Quaternaire récent et moyen n'en portent nullement la trace et la régularité de la pente des terrasses fluvio-glaciaires exclut une telle supposition. Les moraines du piedmont ne peuvent en être tenues pour responsables. Elles ne forment qu'une pellicule sur le substratum autochtone en place. Celui-ci est constitué par les séries sédimentaires secondaires (généralement par le Crétacé) ou tertiaires (Oligo-Miocène du Sud du lac de Garde). A l'extrémité méridionale du lac d'Iseo, le sondage de San Pancrazio (Nangeroni G. 1964, Vecchia O. 1954) a relevé l'existence du Pliocène à - 150 mètres, soit 54 mètres au-dessus du niveau de la mer, alors que le fond de ce lac se trouve à 65 mètres au-dessous de celui-ci !. Dans le cas des trois grands lacs débouchant sur le piedmont (Come, Iseo, Garde), les conglomérats villafranchiens forment le substratum sur lequel reposent les moraines récentes (figure 27).

Si le relief en aval explique l'existence du lac, il n'en est pas pour autant la cause et l'explication du surcreusement.

Ecartons de suite une série d'hypothèses inacceptables. Le creusement par des eaux fluviales (Amouretti, 1794) est inconcevable puisque le fond des lacs est à une altitude inférieure aux moraines, au ceppo villafranchien, et au Pliocène !. Il ne se concevrait qu'avec un niveau de base plus bas que ce fond, au débouché de la montagne.

L'hypothèse d'un fjord ou d'une ria pliocène a été avancée par Stoppani A., Curioni G., Sacco F. Elle se fonde sur l'existence de dépôts pliocènes au débouché de ces lacs (Come, San Pancrazio, Castenedolo, San Bartolomeo di Salo), mais ceux-ci jusqu'à maintenant n'ont pas été retrouvés à l'intérieur des Préalpes, mais seulement au débouché des vallées. Les glaciers ont pu les enlever ; toutefois on ne peut oublier que sur la bordure ils se trouvent à une altitude bien supérieure à celle du fond des lacs, même pour la base du Pliocène. Entre Come et le lac de Lugano, les argiles pliocènes sont au-dessus du niveau du lac. A Iseo (San Pancrazio), elles sont à - 6 mètres par rapport au niveau marin et le lac à - 65 mètres. La déformation du Pliocène par les mouvements tectoniques plio-quaternaires a été mise en évidence (chapitre 5) et elle va à contre-sens de cette hypothèse. Le relèvement de la bordure et des Préalpes au Villafranchien a eu pour conséquence de porter en altitude les rias pliocènes, non de les abaisser. Rien ne prouve, bien au contraire, que la flexure padane ait pu jouer comme un axe de bombement entre deux zones de subsidence ; elle a été la charnière, ancienne sans aucun doute, entre le relèvement de la montagne et la subsidence de la plaine. Que des vallées ou de courtes rias pliocènes aient existé, n'explique pas les lacs puisque les vallées du Brembo et du Serio où l'on retrouve le Pliocène n'en possèdent pas.

Le creusement des lacs lombards doit être attribué aux glaciers quaternaires même s'ils ont emprunté des vallées se terminant en ria dans la mer pliocène.

G. Nangeroni (1956) a montré que les lacs se trouvaient sur le passage des plus grandes coulées de glace descendues des zones internes de la chaîne alpine. Elles atteignaient dans les Préalpes une épaisseur considérable : plus de 1000 mètres et jusqu'à 1500 mètres

et plus pour le lac de Come. Le modelé est typiquement glaciaire : grands flancs d'auges, vallées suspendues, épaulements, lit irrégulier fait d'une alternance de seuils et de cuvettes. Le rôle des glaciers quaternaires dans le creusement des lacs est indubitable, même s'ils ont emprunté des dépressions ou des vallées pré-existantes. Il est aujourd'hui admis, mais deux questions se posent :

I°) pourquoi ce surcreusement est-il localisé dans la partie moyenne et bordière des Préalpes sédimentaires ?

2°) ce creusement est-il l'oeuvre de la seule glaciation würmienne, ou bien est-il antérieur à celle-ci, et alors est-il possible d'en fixer les origines ?.

(I) Localisation du creusement -

La localisation des grands lacs peut être mise en relation avec trois faits : la présence de grandes dislocations méridiennes, la dynamique propre des glaciers, l'existence de zones sédimentaires essentiellement calcaires.

- La tectonique.

On avait remarqué que les lacs lombards étaient situés le long des grandes failles Nord-Sud : faille de Lugano pour le lac de ce nom, de Lecco pour celui de Come, faille Riva - Salò pour celui de Garde, faille judicarienne pour Idro, failles bordières du massif de Val Trompia pour le Val Camonica inférieur , accident probable à l'ouest du Montisola pour le lac d'Iseo. Or le creusement glaciaire utilise largement les zones de faiblesse tectonique. L'inscription des cirques glaciaires dans les zones diaclasées et fissurées est bien connue et a été décrite à maintes reprises (G. Galibert, I956, I960; M. Boyé, J. Tricart). Mettre en rapport structures et surcreusement dans le cas des lacs lombards est évident, mais ne constitue pas une explication suffisante et satisfaisante. Il est hors de doute que le rejeu de ces accidents anciens à la fin du Tertiaire (Pontien, Villafranchien) ou même au Quaternaire pour la faille majeure du lac

de Garde ont crée des lignes de faiblesse lithologique et structurale que les glaciers ont mis à profit.

Mais le surcreusement ne se situe pas nécessairement le long de celles-ci. Le cas le plus frappant est celui du lac de Come, le bras oriental (ou ramo di Lecco) qui suit la faille bordière des Grigne est moins profond que celui de Come (286 mètres contre 4IO). Ce dernier au tracé sinueux n'est en rapport avec aucun accident majeur, mais jalonne une ancienne vallée (chapitre 3). On ne peut dire que la structure ait avantagé le creusement glaciaire. Le lac de Lugano pose le même problème puisque le surcreusement affecte son bras Nord-Est, et surtout la partie à l'est de la faille bordière dite de Lugano. A Garde et à Idro, le surcreusement est évidemment plus proche des grandes cassures. Les exceptions sont trop importantes pour que l'on ne mette pas au seul compte de la structure l'excavation des lacs italiens !.

- La dynamique des glaciers -

Le mouvement des glaciers a été souvent évoqué pour donner une explication du problème des lacs. La confluence des glaciers, l'accélération de la pente ont été invoqués, le surcreusement s'est produit là où l'épaisseur de la glace a été la plus grande. La "théorie glacialiste" a été soutenue avec ardeur par G. Nangeroni (I956) s'appuyant sur des mesures d'érosion glaciaire faites en Suisse.

Le problème du surcreusement est ainsi posé de façon fausse. L'épaisseur du glacier est calculée à partir du fond actuel. Rien ne permet d'affirmer qu'avant le Würm, et à fortiori auparavant les profils actuels existaient, bien au contraire puisqu'il faut faire place au creusement de la dernière glaciation. C'est donc poser un postulat faux puisqu'il se fonde sur le résultat !. Au mieux, il permet de mesurer l'épaisseur du glacier fini-wurmien.

En réalité, les faits s'accordent mal avec la théorie. Si vers Riva del Garda, il y a eu confluence des glaces du haut Adige et de l'Adamello nord-oriental, au nord du Lario de celles du Val San Giacomo et de la Valteline, il n'en va pas de même pour les zones surcreusées d'Iseo et du bras de Come. Vers Lovere, le lac d'Iseo se trouve

sur un point de diffluence important : une bonne partie des glaces du Val Camonica se dirigeait vers les Val Borlezza et Cavallina. Le point de surcreusement maximum devrait donc se situer en amont, mais alors on voit poindre dans la vallée des collines moutonnées de grés du verrucano, enserrées par l'alluvionnement post-würmien de l'Oglio. Le cas du bras occidental du lac de Come (ramo di Como) est encore plus probant. Le creusement s'effectue après que le grand glacier de la partie Nord ait été affaibli par trois diffluences : Valsàssina, seuil de Menaggio vers le lac de Lugano, et diffluence de Bellagio vers Lecco. Le tracé sinueux du bràs de Come défavorisait le creusement qui aurait dû avantager la moitié septentrionale du lac et le bras de Lecco, plus franchement rectiligne.

Les mouvements de la glace ne peuvent constituer à eux seuls la cause du surcreusement glaciaire. Le travail dynamique du glacier s'effectue en fonction d'autres éléments qu'il faut apprécier :

- Rôle du relief pré-glaciaire, de la lithologie et des phénomènes périglaciaires -

Le glacier, en dépit de sa puissance de creusement et de transport, n'effectue un travail considérable que s'il trouve des conditions favorables.

La première est un relief différencié, aéré. Il emprunte alors les dépressions déjà dégagées par l'érosion. Ces conditions étaient remplies dans les Préalpes lombardes, ou à la suite du relèvement finimiocène, les rivières avaient creusé les vallées. Les rias pliocènes montrent que les vallées existaient au début du Quaternaire (chapitre 5). C'est en fonction de ce relief qu'ont creusé les glaciers, Les régions de plate-formes ou les hauts plateaux (Grigne Nord, plateau au nord du Ferrante) ont été peu retouchés.

Les vallées creusées dans les calcaires, fissurés par les efforts tectoniques, se prêtaient à l'action d'arrachement (quarrying) alors que sur les plateaux peu disséqués, le rôle morphologique des glaciers (abrasion surtout, dissolution par les eaux) se conformait mal

à un surcreusement. La localisation du surcreusement dans les Préalpes est à mettre en relation avec une phase d'érosion verticale antérieure. Les glaciers n'ont pas creusé a - nihilo, mais accentué des dénivellations pré-existantes. Le creusement pliocène est attesté par le comblement des conglomérats villafranchiens (ceppo) ou bien esquissé depuis longtemps par la structure et la tectonique (Garde) ou l'érosion (Come).

Le surcreusement des bassins lacustres doit aussi faire appel, puisque l'existence d'un relief pré-quaternaire diversifié a été démontré, à un défonçage périglaciaire préparant le travail du glacier. Celui - ci a été révélé par les travaux de M. Boyé (1949) et A. Cailleux (1952). Sur les bords des lacs lombards, les dénivellations sont de l'ordre de 1000 mètres souvent supérieures à ce chiffre, entre les grands massifs de calcaires dolomitiques et le niveau actuel des lacs. Lors des refroidissements successifs, les neiges et les glaciers s'installèrent sur les hauts sommets, alors que les fonds proches mais très bas connaissaient un climat frais, puis froid. Le permafrost des hauts sommets empêchant toute alimentation de la nappe phréatique, celle-ci s'abaissa rapidement, favorisée dans ce mouvement par la perméabilité et la karstification des masses calcaires. L'humidité et la cryoclastie furent particulièrement actives et pénètrèrent en profondeur les calcaires diaclasés dans les points les plus bas, c'est à dire au fond des thalwegs. Le processus s'est déroulé à quatre reprises pour le moins mais certainement plus souvent si l'on doit faire entrer en jeu les variations pendant une même glaciation (Mindel I et II, Riss I, II). Dans ces conditions, il a pu opérer un travail considérable. Chaque fois, le passage du glacier déblayait la partie superficielle triturée et le processus s'exerçait ensuite au détriment des calcaires sous-jacents, donc d'un matériau nouveau. Le cycle destruction cryoclastique ou défonçage périglaciaire, puis déblaiement glaciaire s'est donc répété à chaque poussée des glaciers. Il a affecté les calcaires plus que les autres roches en raison de leur perméabilité de leur litage fin et de leur fracturation.

En plus de l'amincissement des glaciers qui s'étalaient en avant de la bordure préalpine et voyaient leur capacité de creusement diminuer, de tels processus ne pouvaient se développer sur le piedmont car l'abaissement de la nappe phréatique sur une grande hauteur ne

concentrait pas les eaux dans les thalwegs mais provoquait un soutirage au profit des parties les plus basses de la plaine. Le glacier butait contre un sol gelé sur une grande profondeur, et arrachait des blocs entièrement gelés qu'il incorporait à sa moraine de fond. On trouve ainsi dans les moraines rissiennes de la Brianza occidentale des blocs entiers de ferretto mindelien. La limite du surcreusement correspond à un changement des conditions de drainage pendant la phase anaglaciaire. Les conditions d'écoulement commandent la profondeur du défonçage périglaciaire. La couche fragmentée est rendue disponible par l'arrivée du glacier qui "permet au flux de chaleur interne de repousser l'isotherme 0° vers la surface" (M. Boyé, 1949, p; 724).

D'après M. Boyé, le mécanisme peut intéresser le sol sur une grande profondeur, mais la répétition des glaciations ne l'implique pas nécessairement et il suffit qu'il ait intéressé chaque fois plusieurs dizaines de mètres pour que l'on ait au total un creusement considérable. Il se conçoit avec des vallées déjà creusées, n'exclut pas les facteurs lithologiques et tectoniques, et prépare un terrain que le glacier déblaiera en fonction de sa capacité, c'est à dire de son dynamisme. Les glaciers puissants surcreuseront plus que les langues glaciaires minces.

(2) Les lacs sont antérieurs à la glaciation du Würm et se sont formés dès le début du Quaternaire.

Dès lors que l'on a montré que les vallées étaient creusées dès le Pliocène, il n'y a pas d'objection à attribuer aux premiers glaciers quaternaires le creusement initial des bassins lacustres. Celui-ci s'est poursuivi avec les avancées glaciaires postérieures. Les accumulations morainiques du piedmont se sont faites sur le front du glacier et le surcreusement des lacs n'a pu les empêcher. Les terrasses fluvio-glaciaires sont en rapport avec les avancées du glacier sur ce piedmont. Le recul progressif et saccadé des glaciers est responsable de leur emboitement. Pendant les périodes interglaciaires, les eaux qui comme aujourd'hui se décantaient dans les lacs, creusaient dans la partie amont du piedmont et continuaient à alluvionner dans la partie basse de la plaine comme le fait actuellement le Pô en exhaussant ses digues. La subsidence continue de la basse plaine entretenait le phénomène et

explique le passage du creusement à l'amont à l'alluvionnement à l'aval. L'existence de niveaux mindeliens dans la partie basse de la plaine est due au rejeu persistant des rides anticlinales du tréfond padan.

La présence des conglomérats villafranchiens cimentés et d'allure franchement morainique ou fluvio-glaciaire sur les rives des lacs d'Iseo (Gremignane) ou de Garde (Porto di Salo, Val dei Mulini) montre que le glacier Günz s'est avancé jusqu'aux rives méridionales des lacs pour y accumuler une nappe de cailloutis (chapitre 5). Cette avancée est témoignée par les cailloutis de la Valteline qui apparaissent dans la matériel d'aspect fluviatile de la moitié supérieure des conglomérats villafranchiens de Paderno d'Adda. C'est un fait capital (P. Gabert, 1962) à mettre en rapport avec l'avancée du glacier jusqu'à Lecco au moins.

Cette première avancée glaciaire importante (peut être précédée par un Donau moins étendu) a dû amplement creuser mettant à profit un modelé élaboré en fonction d'autres climats. Le changement rapide de système morpho-climatique a provoqué l'irruption du glacier dans une topographie où il a provoqué une véritable rupture et une érosion énorme. Par la suite, les glaciers du Quaternaire moyen et récent se sont avancés dans des vallées déjà burinées en auge, que l'érosion interglaciaire avait un peu retouché. Ils n'ont pas bénéficié d'un tel avantage. Le changement climatique du Villafranchien vu sous l'angle d'une rupture rapide et brutale d'un équilibre morphologique est un facteur à ne pas négliger pour rendre compte des énormes masses de conglomérats pré-mindeliens et des épandages détritiques du piedmont.

Le creusement des lacs s'est ébauché au moins dès le Günz sur un canevas de vallées fini-pliocènes et de grands accidents tectoniques. La part relative des quatre grandes glaciations dans ce creusement ne peut être discernée par leurs actions se sont additionnées sur les mêmes emplacements. L'excavation ante-würmienne des bassins lacustres peut difficilement être prouvée sur le terrain, car l'érosion glaciaire en a généralement enlevé toute trace. Les argiles de Pianico Sellere (interglaciaire Riss-Würm) montrent que la Val Borlezza avait été surcreusé par le glacier rissien de l'Oglio jusqu'à un niveau inférieur au talweg actuel. Sur le lac de Come, Baltzer A. (1890) puis

Wilmer R. (I904) et R. Pracchi (I954) ont décrit les argiles lacustres Riss-Würm à Rhododendrom ponticum de Tremezzo. Elles reposent sous une formation alluviale et de la moraine fraîche. Leur base inconnue est au-dessous du niveau actuel du lac; Elles sont une preuve irréfutable de l'existence d'un lac post-rissien à l'emplacement de l'actuel Lario (IIe partie, chapitre 7,I).

Le creusement glaciaire apparaît comme un phénomène complexe dans ses modalités et dans le temps ; dans le paysage il est un des traits fondamentaux de l'héritage morphologique du refroidissement quaternaire, aussi bien en montagne que dans les vallées. Pour la première, l'érosion glaciaire apparaît plus comme une érosion différentielle excavant les bandes de schistes du Collio ou du Servino tandis que les gneiss clairs, les porphyres, tufs volcaniques et grés (verrucano) permiens forment crêtes et arêtes. Il est vrai que nous sommes dans l'ignorance absolue du réseau hydrographique pré-quaternaire qui peut-être les utilisait déjà. Mais les glaciers de cirques et de vallées de la haute montagne paraissent creuser en fonction de la lithologie : l'absence de grande vallée pré-existante pouvant canaliser leur écoulement, leur volume plus réduit les contraignait à aménager progressivement leur milieu en fonction des conditions locales de la lithologie et de la structure.

Peut-on évaluer le creusement réalisé par les grands glaciers quaternaires ?. La question est difficile à aborder vu nos connaissances trop fragmentaires du relief pré-quaternaire pour tout ce qui concerne la montagne lombarde. Les glaciers ont surcreusé les hautes vallées mais semblent avoir peu retouché les zones planes. Au nord de Bellano et de la partie occidentale de la Valsàssina les replats du Monte Muggio sont recouverts sans trace de surcreusement par des moraines du Würm, du Riss et peut être du Mindel (Pracchi R., Nangeroni G. (I954). Au sud et à l'ouest de la Cimone di Margno, les schistes du Servino qui formaient la semelle des masses charriées des Grigne sont encore en place. L'érosion glaciaire a plus accusé les contrastes antérieurs du relief par un surcreusement des talwegs qu'accompli une oeuvre de démantèlement sur les parties élevées quand celles-ci n'étaient pas disséquées.

Dans les vallées, les repères permettant une évaluation de ce travail sont constitués par les affleurements du Pliocène de la

bordure et la base du ceppo villafranchien. Des considérations faites ci-dessus à propos des rias pliocènes, il ressort que les grandes vallées (lacs de Come, Iseo, Garde) ont été excavées bien en-dessous du niveau pliocène, le creusement est pour le moins de la profondeur des grands lacs, c'est à dire entre 200 et 500 mètres selon les cas, et certainement un peu plus. Dans les vallées secondaires des Préalpes lombardes, comme celles du Brembo et du Serio, le talweg actuel avec le remblaiement alluvial post-würmien ne permet pas d'observer la base du œppo qui a fossilisé la vallée sur des épaisseurs de l'ordre de 80 à I00 mètres vers Parre et Leffe (Val Seriana). Il en est de même dans la vallée du Brembo où vers San Giovanni Bianco le ceppo est encore dans le fond de la vallée. C'est donc à des valeurs de cet ordre que l'on peut dans les vallées moyennement englacées du Bergamasque fixer l'importance du creusement depuis le Mindel. Si l'on tient compte de l'alluvionnement postérieur au Würm, le creusement a atteint ou dépassé le niveau du fond de Vallée pré-villafranchien. Dans la partie basse de la vallée où il a mis à jour les argiles pliocènes ; en amont (Val Canale, zone de Bratto Dorga) où l'on voit le substratum affleurer sous les conglomérats. L'érosion du Quaternaire moyen et récent tend à exhumer les anciennes vallées préquaternaires fossilisées par le Villafranchien détritique : sur les grands axes (lacs) ou dans certaines localités des vallées secondaires, elle est allée au-delà du profil fini-pliocène.

b) Les accumulations morainiques et fluvio-glaciaires.

L'abondance des restes morainiques et fluvio-glaciaires témoignent de l'importance du creusement. C'est à partir des épaisseurs du Quaternaire dans la plaine du Pô que P. Gabert (I96I) a pu faire une estimation du travail de l'érosion. Celle-ci devrait être ramenée à des chiffres plus modestes de l'ordre de 400 tonnes /km2/ an pour l'ensemble du Quaternaire de notre région, compte tenu de deux faits :

- Le relief moins vigoureux des Préalpes (par rapport à l'ensemble des Alpes). - Une durée aujourd'hui communément admise d'au moins I million d'années et certainement plus pour le Quaternaire (contre 500.000 ans). On peut donc dans la partie des Alpes lombardes la ramener au I/3 du chiffre global de I245 t proposé par cet auteur pour l'ensemble du bassin padan.

L'accumulation glaciaire n'intéresse pas seulement le piedmont, mais également l'intérieur des Préalpes. Elle s'est faite sous la forme de construction d'arcs morainiques dans les vallées secondaires, sur les hauts replats ou les versants peu inclinés.

Le plus souvent l'accumulation morainique ne présente pas cette forme classique : les conditions du relief (pentes trop fortes) et le retrait graduel du glacier après le maximum n'ont pas permis la construction d'une série d'arcs. L'accumulation s'est faite par simple entassement latéral de débris morainiques sur les flancs du glacier en recul. Elle a été enrichie en matériel local par les versants ou les eaux qui circulaient sur les bordures du glacier. La forme qui en résulte est un terrassement de matériaux hétérométriques et d'origine variée auquel les italiens attribuent le terme de "terrazzi". Ceux-ci peuvent former de véritables niveaux ou terrasses d'obturation glaciaire et torrentielle (par apports des versants) dans les vallées secondaires empruntées à contre-pente par l'avancée des glaces. Le retrait saccadé du front glaciaire provoque la construction sur ses limites successives d'une série de replats dus aux apports de moraines, et surtout à leur étalement par les eaux surchargées de débris et dont le débouché était encore bloqué. Le volume de matériaux peut être considérable si les dimensions du bassin sont vastes et les mêmes phénomènes se sont produits à chaque glaciation dans les mêmes lieux. L'exemple le plus typique est celui de la Val d'Intelvi au-dessus d'Argegno sur le lac de Come. Ces phénomènes d'obturation ont généralement des dimensions plus modestes car les hauts bassins n'ont qu'exceptionnellement de vastes superficies. Ils sont en relation avec un barrage classique par l'arc morainique du maximum würmien. C'est le cas de la plupart des vallées suspendues au-dessus des lacs lombards. Le volume des matériaux ainsi immobilisés et que l'érosion tend à remettre en mouvement est important mais disséminé.

Les paysages hérités de la dernière glaciation peuvent être caractérisés par une forte accentuation des dénivellations due au surcreusement et un empâtement par les moraines et les replats glaciaires des hautes pentes et des hautes vallées d'importance secondaire, affluents des grandes vallées empruntées par les glaces, mais situés à une altitude trop basse pour avoir pu donner naissance à des appareils glaciaires locaux. Les glaciations ont rajeuni les parties basses du relief.

Cependant elles n'ont pas intéressé les Préalpes lombardes dans leur totalité. Il faut faire place aux formes morphologiques des régions non-englacées et de la période post-glaciaire.

3°) Les principaux aspects morphologiques des régions non-englacées et les formes héritées de l'érosion sous climat froid.

Les formes structurales dominent largement dans l'ensemble des Préalpes lombardes et c'est en fonction de la structure et de la lithologie que l'érosion passée et actuelle a travaillé. Mais le modelé des versants a été façonné par les climats froids du Quaternaire dans les régions non englacées. La forme actuelle des versants est grandement redevable de cette évolution passée, et leur topographie héritée de la dernière période froide est maintenant retouchée par le creusement des eaux courantes.

a) les formes de versants -

Le terme de périodes froides nous semble plus juste qu'une attribution pure et simple au dernier refroidissement. Si l'âge récent de la glaciation würmienne et la fraîcheur des formes d'origine glaciaire ou périglaciaire sont incontestables, on peut se demander dans quelle mesure il faut lui attribuer tout le modelé du relief. Comme pour le creusement des bassins lacustres il paraît logique d'admettre que celles-ci ne sont pas seulement imputables à la dernière crise climatique, mais que le système morpho-climatique périglaciaire du Würm a dû reprendre et parfaire un modelé déjà ébauché ou élaboré au cours des périodes froides précédentes. L'existence des moraines et des terrasses du Riss et du Mindel montre que l'érosion pendant les interglaciaires a été impuissante à effacer de façon totale ou même importante les traces des évènements antérieurs. L'action de l'érosion pendant le Würm a repris des formes façonnées dans des conditions climatiques voisines.

Le système morpho-climatique périglaciaire a intéressé pendant la glaciation würmienne la plus grande partie de la moyenne et basse montagne, en dehors des principales vallées dont le bassin élevé

constituait un réservoir de glaces. Son extension pose le problème souvent débattu de la limite des neiges permanentes au Würm. L. Trevisan (I940) admettait que celle-ci était alors I200 mètres plus bas qu'actuellement, ce qui revenait à la fixer d'après les chiffres donnés par G. Nangeroni (I929 - 32) vers I600 - I800 mètres dans la partie centrales des Préalpes. Nos observations sur les grands contreforts calcaires en avant de la chaîne orobique (Grigne, Monte Alben, Presolana) permettent d'avancer des chiffres équivalents. Les petits cirques glaciaires au nord du Monte Alben ont une altitude moyenne vers I600 mètres. Le centre surbaissé de ce haut bastion est tapissé de moraines jusqu'à une altitude de I500 mètres : compte tenu du fait que l'arête orientale est entre I850 et 2000 mètres, on peut fixer pour cette face Ouest la limite des neiges vers I700 - I750 mètres. Apropos de la Presolana, nous avions fait remarquer (M. Chardon, I966) qu'il convenait de restreindre l'étendue des glaciers. A la fois les calculs de L. Trevisan et les observations sur le terrain fixent cette limite vers I600 mètres pour les versants Nord, et vers I800 mètres pour les faces Sud. Les zones plus basses connaissaient évidemment un enneigement prolongé et un froid accentué ainsi qu'en témoignent les multiples restes périglaciaires.

(I) Eboulis, coulées de solifluxion et grèzes.

Les formations liées à la cryoclastie sont les plus importantes à la fois dans la haute montagne récemment déglacée où le gel est encore très actif et dans la basse montagne où elles ont été fixées par la végétation et parfois cimentées par les eaux. La massivité des calcaires souvent diaclasés et fissurés par les efforts orogéniques, l'existence d'un relief pré-quaternaire fortement différencié engendrant des dénivellations importantes et des pentes fortes sont responsables d'abondants éboulis de gravité qui tapissent les pentes. Le matériel grossier et anguleux est abondant, mêlé à une matrice argilo-sableuse donnée par la désagrégation physico-chimique des calcaires et l'altération des bancs plus marneux. Dans les massifs de dolomie, leur extension est réduite ils se limitent aux couloirs installés dans les zones les plus fissurées. La cryoclastie active pendant le Würm a provoqué la formation à leur débouché de véritables cônes d'éboulis remarquables sur les bords des grandes masses de dolomie principale ou de dolomie d'Esino qui enserrent

la trouée de Ballabio entre les Grigne et le Monte Due Mani. La massivité de la roche en dépit d'un grand nombre de diaclases, l'existence de parois verticales ou subverticales n'ont pas permis la formation de grands versants d'éboulis.

Inversement les formations sédimentaires plus marneuses, du Rhétien et du Lias ont donné des éboulis riches en gros blocs dans une matrice argileuse qui forment des versants de quelques 45° de pente que l'on trouve dans toutes les basses vallées du Bergamasque où le glacier n'est pas descendu. C'est la forme qui domine au-dessus des terrasses les plus anciennes. Ce matériel cryoclastique local vient fréquemment recouvrir les altérations de ces niveaux. Par contre, dans le bas Val Cavallina on peut observer le passage du versant périglaciaire au sommet de la terrasse würmienne. Son matériel vient le recouvrir d'une pellicule de quelques 20 centimètres, montrant que les phénomènes périglaciaires se sont poursuivis après la période du maximum würmien qu'atteste le niveau frais le plus élevé. Nul doute qu'ils aient contribué à la construction de la terrasse. Les versant à 45° même au-dessus de la terrasse mindelienne doivent être considérés comme hérités du système morpho-climatique périglaciaire du Würm et non comme une forme antérieure à celle-ci. Cette ubiquité du modelé dans les basses vallées donne une régularité et une certaine monotonie aux versants.

Le matériel plus marneux, et parfois gypsifère du Raibler (chapitre 2) donne des débris riches en argile où les phénomènes de solifluction sont fréquents. De belles loupes de solifluction peuvent être observés dans la région de Dossena à l'est de San Giovanni Bianco (Val Brembana), où les horizons gypsifères atteignent un développement notable dans le Carnien. De même à l'ouest du Monte Alben, la route qui conduit à Oltre il Colle montre sur les flancs de cette montagne un matériel argileux emballant des blocs grossiers et anguleux de dolomie, détachés par le gel de la paroi surplombante (face occidentale très diaclasée du Monte Alben). On n'observe aucune disposition apparente, aucun litage particulier. L'aspect du versant est chaotique, tout en bosses et en creux, véritablement boursoufflé. Ca et là quelques blocs de calcaires sont épars sur les pentes. Actuellement la cryoclastie est peu active, les eaux courantes peu nombreuses et une végétation dense couvre les versants. Leur modelé est hérité de la dernière période froide, le gel actif sur les parois

du Monte Alben en détachait des blocs qui par gravité venaient se mêler aux coulées de solifluction qui prenaient un grand développement dans les terrains du Raibler supérieur (argilites, marnes gypses de la formation de San Giovanni Bianco). Quelques excavations ont montré que le matériel de solifluction atteignait par endroits au moins trois ou quatre mètres et recouvrait une topographie différenciée du sous-sol. Les glissements en l'absence de couverture végétale (altitude entre 900 et I400 mètres), pendant les périodes froides étaient favorisées par trois facteurs concomitants et très actifs pendant les inter-saisons (printemps surtout) : fonte d'une importante couche de neige car nous sommes dans une des régions les plus arrosées des Préalpes ; suralimentation en eau prolongée par la fonte des névés garnissant les couloirs de la paroi dolomitique dont les altitudes se situent vers I800 - I900 mètres ; et finalement libération du pergélisol profond du massif calcaire au moment du réchauffement post-glaciaire. Localement ces phénomènes revêtent une ampleur inaccoutumée par suite de conditions particulières. Fréquentes dans la basse montagne ou dans les dépôts morainiques, ils sont de dimensions plus modestes. Le cas du versant occidental du Monte Alben rappelle les versants boursouflés du Cengle décrits par J. Nicod (I967) mais le pavage y est moins développé par suite de la gélifraction moins active dans les dolomies épaisses du Trias lombard.

Les grèzes litées telles qu'elles ont été définies par Y. Guillien (I962) sont rares et localisées. Les plus beaux exemples se rencontrent le long de la route qui du lac d'Endine (Val Cavallina) escalade le flanc droit de cette vallée pour rejoindre le Val Leffe. Un très beau gisement se trouve le long de la route qui au débouché de la vallée du Toscolano, côtoie le chevauchement de dolomie principale, avant de redescendre vers le lac de Garde. Dans les deux cas, elles sont en rapport non pas avec des conditions d'exposition ou de climat, mais avec la lithologie : en Val Cavallina, présence de calcaires finement lités du Rhétien donnant des débris anguleux de petit calibre ; vers Garde, existence d'une dolomie très tectonisée extrêmement sensible à la microgélivation. La structure du dépôt montre des bancs de petits cailloutis openwork alternant avec des lits de sables moyens et grossiers. La partie supérieure de l'accumulation est cimentée par les eaux chargées en carbonates qui circulaient avec une grande facilité dans les bancs

grossiers. Des phénomènes de cryoturbation, de glissements localisés et de fauchage se remarquent. Des perturbations liées au gel - dégel ont affecté la formation après sa constitution. Il semble logique d'envisager qu'elles se sont constituées pendant une phase froide et relativement sèche (maximum würmien ?) avant qu'une recrudescence de l'humidité n'ait affecté par des dérangements superficiels (glissements, boursouflements) le versant constitué par ces dépôts. La cimentation qui en surface consolide ces perturbations est à attribuer à la circulation des eaux sur un pergélisol qui se maintenait en profondeur et épargnait la masse des débris : cette cimentation irrégulière en épaisseur mais continue est de l'ordre de IO à 60 centimètres.

Si elles témoignent d'une évolution climatique, les grèzes litées apparaissent comme étroitement liées aux formations lithologiques qui par leur structure sont capables de fournir de tels débris. Leur rareté exclut toute corrélation avec une phase climatique. Elles s'insèrent dans des conditions lithologiques et dans l'évolution climatique générale du Würm, datant de la dernière période froide et du Tardiglaciaire puisqu'elles se rencontrent dans des vallées englacées du Würm.

(2) Les versants réglés ou versants de Richter.(photo 7, planche IV

En dépit du grand nombre de massifs calcaires, les versants réglés de surface plane et de pente voisines de 35°, qui ont été signalés dans tout le domaine méditerranéen (P. Birot, J. Demangeot, J. Nicod, E. de Vaumas) sont assez rares dans les Préalpes lombardes. De magnifiques versants de Richter se rencontrent au sud du lac de Garde, à l'est de la route qui de Brescia conduit à Salò. Les glaciers ont construit le grand amphithéatre morainique, mais ne sont pas venus recouvrir cette zone sinon aux confins septentrionaux et lors du maximum mindelien. Elle a connu pendant toutes les crises climatiques du Quaternaire un climat froid, et son évolution en a été conditionnée.

La nouvelle carte au I/25.000 de l'I.G.M. Bedizzole (n° 47 I SE) donne une bonne représentation de ces versants. Ils se sont développés à partir des escarpements de faille et des talwegs qui découpaient en facettes l'escarpement principal entre Mazzano et Gavardo. Les plus beaux

se trouvent vers Nuvolera, Nuvolento et les monts Paitone et Budellone. Nous avons procédé à des mesures de pente : elles s'établissent entre 25 et 4I°, se situant le plus souvent entre 30-35°. Ces quelques variations ne doivent pas masquer la grande similitude et les caractères communs de ces versants.

Ils se sont développés dans les calcaires blancs et massifs de la "corna" liasique (G. Cassinis, I968) qui constitue l'essentiel des plateaux entre Brescia et Gavardo. Les versants de Richter sont modelés dans des calcaires très purs et assez peu fracturés. Les coupes fournies par les carrières montrent que la roche affleure directement, recouverte par une pellicule discontinue de débris. Une garrigue clairsemée et dégradée met à profit les moindres anfractuosités de la roche.

Dans la moitié supérieure du versant, on remarque de nombreux chicots rocheux de 40-60 centimètres de hauteur. Leur base est attaquée par la dissolution et la désagrégation mécanique : ils prennent l'allure d'un champignon. Ces deux formes de l'érosion sont actives sur le substratum qu'elles écaillent avec vigueur dans les creux. Sur les surfaces plus planes, le ruissellement a ciselé des microlapiez. Dans la partie inférieure du versant, l'action de la dissolution est prépondérante, aboutissant à la formation de lapiez et de vasques allongées, bourrées de terre de décalcification et de matériel cryoclastique déjà rongé par les eaux. Les carrières montrent que l'action de la dissolution superficielle, difficile dans ces calcaires homogènes et compacts, est limitée à I ou 2 mètres, utilisant les joints de stratification. Elle prépare l'action de la désagrégation qui par l'action du gel et le simple déchaussement, met à profit le moindre point bas. Au bas du versant, il n'y a pas d'amoncellement de débris, mais seulement accumulation de terre de décomposition mêlée de cailloutis émoussés par la dissolution et de faibles dimensions. Les eaux courantes exercent une intense dissolution superficielle.

Les conditions lithologiques et les modalités de la morphogénèse actuelle étant éclaircies, il est certain que le versant évolue peu : la couverture végétale, même si elle favorise la dissolution, est

une gêne pour le ruissellement, la cryoclastie est peu active. Il faut envisager l'action de ces éléments pendant la période froide du Würm, la couverture neigeuse au moment de sa fusion libérait des eaux chargées en CO2 dont l'action devait être très active. La couverture neigeuse ayant disparu, l'alternance gel - dégel aux abords du glacier (distant de quelques kilomètres) était fréquente, journalière mettent à profit l'élargissement par dissolution karstique des joints stratigraphiques et des diaclases. La cryoclastie débitait des matériaux rapidement digérés par la dissolution et favorisait la pénétration de celle-ci. A la fin du printemps, sur ce versant orienté plein Sud-Est, la fonte rapide de plaques de neige ou de gel se renouvelait chaque jour. Les eaux plus abondantes dans la partie inférieure faisaient y prédominer la dissolution, qui plus haut se combinait avec une cryoclastie plus active. L'importance de cette dissolution dans l'élaboration de ce versant est prouvée par l'abondante terra rossa qui tapisse les fonds de vallons, les lapiez et colore la terrasse du Chiese d'une teinte rouge dans toute sa masse alors que le matériel grossier est très frais ! Cette intensité de la dissolution était favorisée par la pureté du calcaire qui sursaturait très vite les eaux, mais la faiblesse de l'altération en profondeur pourrait être mise là aussi en relation avec l'existence d'un pergélisol profond.

Les rapports entre versants de Richter et les terrasses du Chiese sont intéressants à analyser afin de préciser la période d'élaboration des formes de versant. Le caractère lithochrome de la terrasse würmienne du Chiese a déjà été signalé. Vers Gavardo, S. Venzo (1961) a établi l'existence d'un niveau de ferretto mindelien et d'argiles inférieures (Günz). Les escarpements de faille sont antérieurs et doivent être attribués aux mouvements tectoniques villafranchiens. L'ampleur de ceux-ci est confirmée par le cas du Monte San Bartolomeo de Salo (chapitre 5). L'élaboration des versants réglés s'est effectuée pendant tout le Quaternaire et ne peut être mise en rapport avec une seule phase froide. Les processus morphogénétiques ont connu leur activité maxima pendant les périodes froides et se sont poursuivis au ralenti durant les phases interglaciaires. Néanmoins, leur profil actuel résulte bien d'un façonnement achevé au Würm du fait de la lithochromie de la

terrasse du Chiese. Le mince tas de débris au pied des versants montre que l'évolution post-würmienne, essentiellement par dissolution des eaux de surface n'a qu'une action mineure. A Gavardo, il n'y a pas passage d'une forme de versant au niveau ferretisé, recouvert de terre rouge de décalcification en rapport avec une évolution postérieure du versant. Les versants de Richter sont le résultat d'une longue évolution et qui dans ce cas au moins, ne saurait être rapportée seulement à des phénomènes de désagrégation mécanique.

(3) Les glacis d'épandage -

Les glacis d'érosion en roches tendres fréquents sur le pourtour de la Méditerranée ne se retrouvent pas dans les Alpes lombardes. Mais la forme de versant existe même si elle est très localisée. Des glacis-cônes typiques se rencontrent à l'est du Val Borlezza dans les dolomies plus tendres et les calcaires friables du Norien supérieur. Ils forment des fonds de talwegs larges, au matériel détritique abondant dans les vallons qui descendent du Monte Pora vers le bassin de Clusone. La nature cryoclastique des matériaux et leur passage latéral à la terrasse d'obturation würmienne ne laissent aucun doute sur leur attribution à la dernière période froide. Quelques courts versants en glacis se rencontrent dans le Val Imagna, mais les plus longs sont au pied du Canto Alto, sur sa face méridionale. L'étude régionale montrera qu'ils sont au nombre de trois et se rattachent aux terrasses fluvio-glaciaires du Brembo. Leur génèse sous climat froid en relation avec les grandes avancées glaciaires et les terrasses corrélatives est indubitable. Elle est confirmée par un examen du matériel.

Au Nord-Ouest de Bergame, de longues pentes légèrement vallonnées par des glissements, des phénomènes de solifluxion, ou encore l'action des hommes, sont orientées Nord-Est - Sud-Ouest depuis Sorisole au nord, vers Petosino et l'extrémité occidentale de la colline de Bergame. Vers l'amont, au delà de Sorisole, cette zone basse se poursuit par les gorges du torrent Morla et par un bel entonnoir de réception creusé dans le flanc sud-est du Canto Alto. L'érosion y est assez peu active, et hormis après de gros orages, la Morla n'est qu'un ruisseau. La nature calcaire de sa partie amont n'y est pas étrangère. Au sud de Sorisole,

on distingue trois glacis dont le plus élevé est bien ferretisé comme le montrent les carrières à l'ouest du Petosino. L'examen de quelques coupes dans les deux niveaux inférieurs moins altérés montre une couverture détritique d'une épaisseur de deux mètres pour le moins dans la partie la plus basse, reposant sur un substratum de terrains tendres (schistes noirs du Cénomanien, flysch schisto-argileux du Turonien). La forme de versant est développée en roches tendres tandis que les calcaires du Lias et du Crétacé inférieur qui les dominent donnent des versants réglés. La couverture est constituée d'un matériel argileux abondant qui emballe des cailloutis anguleux ou à peine émoussés de calcaires du Lias, de radio-larites du Jurassique et de "maiolica".

La formation de ces glacis d'accumulation est facile à concevoir. La dépression était ébauchée au moins dès le Quaternaire moyen. Pendant les trois dernières périodes froides, la gélifraction était très active dans les calcaires du Canto Alto en pleine face sud. La neige du fait de cette exposition fondait rapidement au printemps, et cette fonte provoquait une accumulation des eaux dans l'entonnoir du Val Baderen. Chargées en matériaux celles-ci s'étalaient sur un piedmont en pente douce (3 à 4 degrés) de 6 kilomètres de long, abandonnant une grande partie de leur charge. Cette accumulation se comprend mieux encore car le débouché naturel des eaux était bloqué vers le Sud-OUest par le cône fluvio-glaciaire du Brembo qui s'étalait au sortir des Préalpes. Vers le cours actuel de la Morla, il était gêné par le seuil de roche en place de Ramera et les alluvions que le Serio épandait largement et que l'on rencontre actuellement dans les faubourgs nord de Bergame (Valtesse). La construction des glacis d'accumulation de Sorisole - Azzonica est due à l'obturation de ses débouchés.

b) Les formes héritées de la période Tardi-glaciaire.

Le recul des glaciers würmiens s'accompagna dans la moyenne et basse montagne lombarde d'une recolonisation de la végétation et d'un retour progressif à l'érosion dite normale, caractérisée par la prédominance de l'action des eaux courantes.

Dans les régions englacées, l'action des glaciers a fait place à un système morpho-climatique de type périglaciaire.

L'extension de celui-ci est allé se réduisant avec la disparition des glaces. Il n'en a pas moins eu une grande importance et intéresse actuellement la haute montagne récemment déglacée.

Le surcreusement glaciaire avait accentué les pentes et les déséquilibres des versants, favorisant une action de l'érosion périglaciaire qui lui a fait suite. Le gel a été alors particulièrement actif sur les parois déglacées des auges et des cirques glaciaires d'autant que toute couverture meuble superficielle en avait été enlevée. Si la forme générale du modelé glaciaire n'a pas été oblitérée, les éboulis prennent une importance considérable à la faveur de conditions locales, lithologiques et tectoniques, particulièrement propices : les calcaires triasiques très diaclasés dans les hautes vallées du Serio ou du Brembo, les schistes noirs friables du Permien (Collio) donnent des talus ou des cônes d'éboulis importants. Ils se trouvent aussi dans les régions cristallines, quoique moins abondants. Dans la haute vallée du Chiese, le gel a débité parfois de très gros blocs de forme cubique, le phénomène est en rapport avec un réseau de diaclases aux mailles larges et une action du gel facilitée par la décompression de la roche après le recul du glacier et une auge bien calibrée. Comme dans l'ensemble des Alpes, les éboulis de gravité se situent au pied des grandes fractures. En montagne, ils constituent de très grands cônes sur le versant Nord de la Concarena mais passent rarement à de grandes coulées de pierres ou à des glaciers rocheux. Ceux-ci assez fréquents dans les Alpes piémontaises, sont ici très localisés : le plus bel exemple se trouve au nord du Col San Marco (haut Val Brembana). Leur existence est liée à une cryoclastie active responsable d'une accumulation détritique locale d'une ampleur inhabituelle. Elle a été remise en mouvement sous l'effet de la gravité et des récurrences froides post-würmiennes. Alors une mobilisation de l'eau sous forme de glace assurait à l'ensemble une cohésion et une viscosité, conditions d'un glissement en masse.

C'est aussi à la cryoclastie post-wurmienne qu'il convient d'attribuer les multiples moraines de névés. Elles ourlent des cirques glaciaires, aujourd'hui abandonnés, de dimensions très modestes (de quelques dizaines à une centaine de mètres dans leur plus grande dimension), qui se placent au pied de parois redressées et élevées. Elles jalonnent

la dernière phase du recul glaciaire avant sa disparition définitive lorsqu'il n'est plus capable d'exercer une action érosive de quelque importance, mais que le climat favorise l'action du gel sur un relief fraîchement dégagé.

En montagne encore actuellement, et dans les grandes vallées après le recul des glaciers, sur les grandes incisions des parois, ont pu s'installer des couloirs d'avalanches. Se superposant souvent à une zone de diaclases, l'action du gel y était aussi très importante. Mais les grandes coulées de neige bien canalisées, ont une puissance autrement considérable que la simple descente des matériaux sous l'effet de la gravité : puissance à la fois d'érosion et surtout de transport. C'est au pied de ces couloirs que l'on rencontre les plus gros cônes de débris, actuellement ils sont encore actifs sur la face nord de la Cresta di Valzurio et dans toute la haute montagne. Des exemples nombreux se rencontrent dans les vallées ; en Val Seriana, le plus typique est celui du pont de Villa d'Ogna, au débouché d'un long couloir d'avalanches sur les pentes orientales du Monte Vaccaro.

L'importance de la désagrégation mécanique, des glissements et éboulements surchargea les torrents bien que leurs eaux fussent abondantes pendant la période post-glaciaire. Il en est résulté une phase d'accumulation considérable responsable du comblement des zones surcreusées par les glaciers : comblement très imparfait mais énorme puisqu'il a remblayé la Valteline, une bonne partie du Val Camonica, de la vallée du Sarca et la partie englacée des vallées bergamasques. Les eaux de ruissellement et les torrents, l'absence de végétation ont permis la construction de grands cônes de déjection torrentiels, remarquables sur les rives des lacs italiens. Ils témoignent de l'intense travail de l'érosion pendant le post-glaciaire dans les régions libérées de glaces. Depuis, l'action de l'homme, l'adoucissement du climat, la couverture végétale assez dense ont réduit cette action.

Les Préalpes lombardes ont été modelées sous un système morpho-climatique périglaciaire froid et humide lorsqu'elles n'étaient pas englacées ou pendant le post-glaciaire, les formes des montagnes plus sèches ou du monde méditerranéen (versants de Richter, glacis d'érosion, glaciers rocheux) y sont peu fréquentes. Elles apparaissent

sur la bordure mais n'ont jamais une grande extension. L'action de l'eau a été de loin la plus importante : géligraction très active, dissolution des débris, solifluction, glacis d'ennoyage, dissolution karstique jouant un rôle primordial dans l'élaboration des versants. Toujours l'abondance de la matrice argilo-sableuse, le caractère boueux des dépôts confirment que les périodes froides ont été très humides.

II - L'EROSION ACTUELLE -

L'érosion actuelle s'exerce en fonction de cet héritage et de ses potentialités propres qu'elle tient des facteurs climatiques. En fonction de quoi et comment se fait-elle ?

I°) La reprise d'érosion récente et le problème des niveaux de base.

Les glaciations quaternaires ont profondément modifié le profil en long des vallées en faisant une suite de paliers plus ou moins longs, séparés par des ressauts plus ou moins élevés. L'érosion actuelle est avant tout, dans la montagne lombarde, commandée par l'existence de niveaux de base locaux :

a) Les niveaux de base locaux et leur rôle morphologique.

La reprise d'érosion après le recul des glaciers est liée au rôle des eaux courantes, libérées d'une partie de leur charge par l'existence d'un système morpho-climatique moins efficace dans l'apport de débris que les systèmes glaciaire et périglaciaire de la fin du Würm. Elle est aussi commandée par l'installation de la végétation qui joue un rôle important dans la décantation des eaux courantes, entravant le ruissellement. Depuis le début du recul des glaciers, on est passé progressivement de l'aval à l'amont du système morphogénétique périglaciaire au système actuel où le ruissellement concentré est la forme majeure. Dans la montagne lombarde, seules quelques vallées mineures non occupées par les glaciers ou des vallées faiblement englacées (Serio, Brembo) et le piedmont en avant des principaux arcs morainiques voit

l'érosion s'exercer en fonction du niveau de base de la plaine padane.

Partout ailleurs la reprise d'érosion s'effectue en fonction des conditions locales, crées par le modelé glaciaire. Toutes les vallées affluentes du lac de Come sur son bras sud-ouest ont incisé le barrage d'obturation et les rivières ont commencé à creuser le substratum calcaire. En dépit de sa vigueur due aux fortes dénivellations du relief, l'érosion régressive n'est pas venus à bout des verrous et n'a pu racheter la dénivellation des vallées suspendues. La partie moyenne de la Valsàssina sert ainsi de niveau de base aux régions environnantes du Pizzo Tre Signori à la Grigne septentrionnale, le torrent Pioverna n'ayant qu'à peine incisé le bloc de gneiss chiari où il taille "l'orrido". Les exemples sont nombreux et de moindre envergure dans les Alpes orobiques et l'Adamello où les structures Est-Ouest, la tectonique et la fraîcheur de la déglaciation multiplient les cas.

Les grands lacs préalpins jouent le rôle de niveau de base fondamental pour une bonne partie de la montagne préalpine. Leur profondeur les maintient à l'abri d'un soutirage général par les rivières du piedmont. Leur volume considérable écarte tout remblaiement rapide. L'ancienneté relative de la déglaciation a favorisé une reprise d'érosion précoce et aujourd'hui plus avancée que dans la haute montagne. L'action des eaux courantes a été facilitée par l'existence antérieure aux grandes glaciations d'un réseau hydrographique en place et déjà bien creusé. Le recreusement s'est effectué aux dépens de dépôts quaternaires en général meubles. Toutes ces conditions favorables expliquent la vigueur de l'entaille par les eaux courantes. Dans le Val d'Intelvi, le Telo d'Argegno a creusé le remblaiement glaciaire, atteint le substratum et fortement scié le verrou de calcaires liasiques à l'aval. La partie orientale du bassin de Clusone voit ses eaux s'écouler vers le lac d'Iseo par le Val Borlezza. Le fait tient au surcreusement du glacier de l'Oglio, plus puissant que son voisin de la vallée du Serio. En dépit d'un verrou de dolomie principale vers Lovere, l'érosion régressive du torrent Borlezza lui a permis de creuser presque jusqu'à la base le gisement d'argiles lacustres interglaciaires de Pianico Sellere. Vers Bratto - Dorga - le talweg du torrent Gera est dans le substratum de dolomie principale. Dans cette zone (M. Chardon, 1969), le talweg actuel se trouve au niveau atteint pendant l'interglaciaire précédent mais le creusement latéral

est moins avancé. Une reprise d'érosion verticale tout aussi active se rencontre dans la Via Mala proche : le fond du torrent Dezzo est au-dessous des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires les plus bas ! Dans le Val di Scalve, partie amont du cours du Dezzo, les eaux ont taillé dans les dépôts würmiens, une gorge profonde de 100 mètres vers San Andrea.

C'est dans les dépôts frais et rarement consolidés du dernier épisode glaciaire que cette érosion est la plus rapide et la plus frappante. Elle est toutefois générale dans la montagne lombarde.

b) Le rôle du niveau de base général de la plaine padane.

Le niveau de base padan commande le profil des cours d'eau de la bordure, des émissaires des lacs et des deux grandes rivières bergamasques (Serio, Brembo).

L'existence des lacs provoque une décantation des eaux et favorise un creusement vertical des rivières, mais ce seul facteur ne peut répondre de toutes les observations. Le Brembo qui ne comporte aucun lac sur son cours est encaissé de son débouché des Préalpes à son confluent avec l'Adda. Ce dernier taille un véritable "canyon" à l'est de Paderno d'Adda. Il en est de même pour l'Oglio au sortir du lac d'Iseo. En revanche le Serio et le Chiese coulent au niveau de la plaine, tout comme le Mella.

La subsidence quaternaire de la plaine est la raison de ces anomalies. Elle a été inégale selon les lieux. La carte des isobathes de la base du Quaternaire (figure 42) publiée par Perconig (1954) fournit les données essentielles. Lorsque la subsidence a été importante et proche de la bordure la rivière a accumulé au sortir de la montagne, l'alluvionnement récent wurmien et post-wurmien y est considérable. Sur les rives méridionales du lac de Garde, il a submergé les dépôts des glaciations antérieures. Mais l'effet en est atténué par la subsidence très forte à l'ouest de Mantoue (2000 mètres de Quaternaire).

Elle se poursuit, attire les eaux issues du lac de Garde et les oblige à creuser les terrasses wurmiennes en avant de l'amphithéatre alors que l'épaisseur du Quaternaire est déjà de plusieurs centaines de mètres. L'isobathe de 1000 mètres est à quelques 20 kilomètres de la rive du lac.

Par contre si la subsidence affecte le centre de la plaine mais non la bordure des Préalpes, le creusement se produit dans la partie amont où il est particulièrement vigoureux. C'est le cas de l'Adda et de son affluent le Brembo. L'isobathe de 1000 mètres de Quaternaire (au-dessous du niveau marin) est à Milan, à 50 kilomètres de Lecco. Pour tenir compte de cet abaissement, depuis la fin du Würm, les deux cours d'eau ont rapidement creusé dans la partie amont du piedmont. L'Oglio a obéit aux mêmes lois, et d'autant plus sévères que son cours s'était infléchi vers l'est sous l'action de la forte subsidence, de la zone à l'ouest de Mantoue.

Le cas du Serio est en rapport avec une zone de subsidence au droit de son débouché. Celle-ci doit être tenue pour la cause de son cours franchement Nord-Sud et de son lit à peine encaissé au nord-ouest de Bergame. La subsidence se trouvant dans le prolongement méridien de son débouché sur la plaine, a piégé la rivière, lui a imposé son tracé actuel. L'étude régionale permettra de revoir le problème avec les terrasses quaternaires du fleuve.

D'une façon générale le creusement linéaire des eaux est un des aspects essentiels de l'érosion mettant en déséquilibre le profil des versants, hérités des périodes froides.

2°) La stabilité précaire des versants.

a) Rôle du climat, de la végétation et de l'homme.

Ces facteurs ont été analysés dans le chapitre précédent. Il est cependant nécessaire de les reprendre succinctement dans leurs implications morphologiques.

Hormis en montagne où le gel joue un rôle actif au-dessus de I500 mètres, ce sont les précipitations abondantes qui sont l'élément essentiel de l'érosion. La forte pluviosité favorise le creusement des cours d'eau, mais cette action des eaux courantes est encore plus violente avec des précipitations très fortes en un laps de temps court, de l'ordre de quelques heures à quelques jours. Le phénomène est bien connu dans les régions méditerranéennes à cause de la violence des orages. M. Pardé a mis en évidence depuis longtemps que les pluies courtes ne permettaient pas à l'eau de s'infiltrer et provoquaient une concentration rapide des eaux. Les pluies prolongées saturent les formations superficielles meubles et rendent possibles d'importants glissements de terrain. Elles sont aussi la cause directe des crues padanes.

Ces deux types de précipitations sont fréquents dans les Préalpes lombardes. Le dépouillement des statistiques très complètes de l'Office hydrologique du Pô pour les années I95I-6I montre (tableau i4) qu'elles peuvent atteindre 85 millimètres en I heure, plus de 200 en un jour, plus de 400 en deux jours, et entre 500 et 600 millimètres en trois ou cinq jours. Ces chiffres n'ont rien d'exceptionnel et il est rare qu'une année en soit exempte !. Généralement ces chutes de pluie sont moins fortes que les chiffres avancés qui sont des maxima, mais les précipitations de ce genre, plus ou moins nombreuses selon les lieux, l'importance et l'année, ne sont pas des accidents ou des épiphénomènes climatiques.

La végétation joue alors un rôle encore plus important qu'à l'ordinaire. Sur les bassins-versants où elle est éparse ou clairsemée, l'érosion est très active, le ravinement intense, les glissements de terrain nombreux. C'est un mal fréquent dans la moyenne et la basse montagne, fortement humanisée comme le Val Camonica et ses abords, où le déboisement a été important. La surcharge pastorale lui a souvent créé un terrain très propice, à la fois en dégradant le sol et en empêchant le développement de la forêt. Dans des conditions climatiques voisines et lithologiques identiques (schistes du Servino et calcaires anisiens) les versant déboisés de la haute vallée du Nembo vers le Passo della Manina sont très ravinés, alors qu'en Val di Scalve, vers Schilpario les versants sont préservés par une dense forêt de conifères. Le premier a été déboisé de longue date car c'est un lieu de passage entre les deux

vallées (Val di Scalve - Val Seriana), une vieille zone de mines de fer et un lieu de paturages encore très fréquentés.

Le dépeuplement de la montagne, l'abandon relatif des cultures et des pratiques pastorales, n'ont pas encore beaucoup fait sentir leurs effets : la reconquête forestière est lente. Parfois même, l'évolution s'est traduite par une aggravation des conditions, le non-entretien de petits fossés de drainage, l'absence de curage périodique a eu pour conséquence leur comblement et une sursaturation du sol en eau, provoquant des glissements de terrain. A Foresto Sparso, c'est une des causes primordiales des glissements de terrains, glissements en masse se développant très lentement qui affectent les versants argileux bousculant et déplaçant murs, maisons et routes. Les conditions y sont particulièrement propices et les glissements connus de longue date : les pentes sont fortes (20 à 30°) ; le sol superficiel profond et argileux (plusieurs mètres par endroits) provient de l'altération, intense pendant les périodes froides, du flysch gréso-marneux Crétacé. Le pendage des bancs de flysch, très fort vers le Sud (40 degrés) met les plans de stratification proches de la pente, ce qui accroit la propension au glissement. Sur cette bordure préalpine, les orages sont fréquents et la pluviosité annuelle dépasse I200 millimètres. Le déboisement a été très poussé sur cet adret, bénéficiant de sols lourds mais profonds. L'abandon du drainage empirique des versants et des pluies très fortes provoquent actuellement une reprise des glissements.

b) Eboulements et glissements en masse.

Ils prennent une ampleur parfois catastrophique du fait du surcreusement glaciaire et de l'accumulation en position maintenant instable de débris morainiques ou périglaciaires.

Les éboulements sont spectaculaires et le cas des "marocche" de la basse vallée du Sarca, vers Riva del Garda a déjà été évoqué. L'un des plus récents s'est produit à la fin de l'hiver I968 - 69 à Lecco. Un bloc de dolomie d'Esino du Monte Coltignone s'est effondré, détruisant dans sa chute plusieurs maisons. La catastrophe est due à la grande fissuration de la face méridionale du Coltignone et au creusement des

glaciers quaternaires qui en ont fait une paroi d'auge presque verticale. La masse de glace par des effets de pression, puis de décompression a contribué à élargir les fissures. Son creusement a créé pour des blocs des conditions de déséquilibre, propres à engendrer des éboulements inattendus. Ceux-ci ont été plus nombreux après le retrait immédiat des glaces, mais les conditions d'équilibre ne sont pas réalisées de partout.

Souvent l'équilibre des versants d'éboulis et des masses de débris morainiques et périglaciaires est tout aussi précaire. Tout creusement naturel et artificiel risque de provoquer une descente de ce matériel. Le creusement des rivières dans le Val Taleggio crée ces situations instables : l'érosion aboutit à une dégradation importante et sans cesse renouvelée des sols. Des glissements importants se produisent dans les accumulations détritiques. Ils ont été minutieusement étudiés par G. Mussio (1962) pour tout le bassin de l'Enna où ils ont une ampleur particulière. Toute ouverture de route dans certaines régions de montagne (haute vallée du Serio et du Brembo par exemple) provoque des chutes de pierres et des glissements car elle est une rupture dans un versant hérité dont le profil est fixé par la végétation. Ceux-ci sont d'autant plus importants que le matériel détritique est abondant. L'administration a recours à un grand nombre de moyens coûteux pour les prévenir (murs de soutènement, filets, grillages) et attend parfois plusieurs années avant de procéder aux travaux ultimes, précaution qui se révèle justifiée.

Eboulements, glissements en masse, ravinements sont actifs dans les formations morainiques abandonnées par les glaciers sur des versants à pente très forte. Des pluies prolongées provoquent la saturation et le glissement de ces masses de matériaux devenues visqueuses. G. Mussio (1962) a montré comment les pluies torrentielles de 1960 avaient été à l'origine d'importants phénomènes d'érosion dans le bassin versant de Rezzago. Dans ce bassin surcreusé, les cordons morainiques würmiens qui s'échelonnent sur les pentes, du fait de leur nature argileuse, se trouvent rapidement en position instable. De tels cas sont très fréquents dans toutes les Préalpes lombardes. Deux autres cas illustreront l'ampleur des phénomènes.

Dans la haute vallée du Serio, immédiatement au nord de Gromo, le replat glaciaire de Ripa Alta est tapissé de matériel morainique très argileux riche en blocs erratiques. Celui-ci se trouve dans une position instable sur le bord du replat et tend à glisser en masse sur les flancs de l'auge glaciaire du Serio après des précipitations abondantes. Les hommes avaient favorisé le phénomène par le déboisement et la mise en culture, et des glissements de terrains anciens s'étaient produits. De petits canaux de drainage avaient été établis. La dépopulation et leur abandon ont eu pour conséquence une reprise très active des glissements qui menacent depuis quelques années les habitations du hameau de Ripa Alta.

Dans le Val Cavallina, sur les deux rives du lac d'Endine le creusement des eaux torrentielles a été très actif dans les calcaires noirs et friables de Zorzino (Norien supérieur) et les schistes noirs du Rhétien. Au-dessus d'Endine, de vastes coulées torrentielles s'étalent en cônes avec des bourrelets de glissement très caractéristiques. Ce sont des formes élaborées pendant le Post-Glaciaire mais qui ne sont pas stabilisées. De fortes précipitations, des apports d'eau massifs des versants suffisent à provoquer des glissements dont l'ampleur est limitée par la pente plus faible du bas versant. Des glissements laminaires se produisent à l'intérieur de la masse. Les apports détritiques du haut du versant se poursuivent. L'installation très sporadique de la végétation prouve la permanence des glissements en masse.

Sur le versant opposé, au-dessus de Monasterolo, le replat structural des calcaires du Rhétien supérieur - Hettangien est recouvert de matériel morainique et de débris d'origine cryoclastique provenant de la crête du Monte Torezzo. Les eaux du torrent Torezzo ont entraîné dans leur chenal d'écoulement une bonne partie de ces matériaux et le mouvement ne fait que se poursuivre. Une coulée de boue est située maintenant sous le replat en véritable cône boueux suspendue au-dessus des basses pentes et du village de Monasterolo. Celle-ci, en position instable sur une pente forte, rapidement sursaturée en eau par le torrent au moment des orages, poussée par les apports constants venus de l'accumulation située au-dessus constitue un danger auquel il s'avère difficile de faire face.

On pourrait multiplier les exemples. Les études de G. Mussio, des géographes et des géologues de Milan, des services techniques et des syndicats de mise en valeur de la montagne insistent abondamment sur ces phénomènes. La topographie héritée du modelé glaciaire et périglaciaire est remaniée par l'action des eaux, des fortes précipitations dont le rôle est primordial. Cette action est particulièrement intense dans les formations meubles qui tapissent les bas versants.

3°) Périodes d'activité maxima de l'érosion.

Il est apparu intéressant de voir à quel moment l'érosion était la plus active. Nous avons choisi deux stations de montagne : Foppolo (I500 m) et le lac d'Arno (I820 m) pour lesquelles il existait des données climatiques très complètes. Quatre éléments ont été pris en considération : la durée du manteau neigeux, le nombre de jours de gel, le nombre de jours de gel - dégel, les précipitations. La disparition du manteau neigeux libère une forte quantité d'eau et le réchauffement provoque un grand nombre de jours de gel - dégel, particulièrement favorable à la désagrégation. La figure 4I montre que l'érosion vers I500 - 2000 mètres est maxima à la fin de l'hiver et au printemps jusqu'en Mai d'une part, en Automne de la mi-Septembre à la mi-Décembre d'autre part. Elle est due à la conjugaison de trois facteurs : fonte progressive des neiges, grand nombre de jours de gel - dégel, précipitations fortes. Elle est un peu plus précoce à Foppolo qu'au lac d'Arno en raison de la différence d'altitude, mais le décalage est faible et sensible surtout au printemps. A Foppolo la neige disparaît à la mi-Avril, au lac d'Arno seulement courant Mai. Par contre à l'automne, dans les deux cas, précipitations et gel - dégel se conjuguent en Novembre alors que la neige n'occupe le sol qu'une partie du mois.

Dans la haute montagne, les précipitations d'été vont coïncider avec la fonte des neiges, la fin du gel permanent. Au-dessus de 2000 mètres, c'est progressivement vers l'été que se déplace la période d'activité maxima de l'érosion. En revanche, dans les basses vallées et les plaines, elles se maintient pendant la fin de l'hiver et le printemps : l'étude du climat a montré qu'en-dessous de 500 mètres

la neige et le gel n'ont qu'un rôle médiocre, même en hiver et qu'alors les précipitations sont faibles. Ce sont les très fortes chutes de pluie du Printemps dans la basse montagne qui sont l'élément primordial pour l'érosion, et génératrices à la fois d'innondations et de graves destructions du sol.

CONCLUSION

L'érosion actuelle retouche un paysage hérité des périodes froides du Quaternaire. Dans la haute montagne, les conditions climatiques et le relief ont permis le maintien d'un système d'érosion de climat froid et glaciaire près des sommets les plus élevés. C'est en fonction de ce modelé accusé par la répétition des avancées glaciaires que s'exerce l'érosion, compte tenu des conditions climatiques, végétales et litho-logiques qui en-dessous de 2000 mètres commandent l'action des eaux courantes. L'âge relativement récent de la dernière glaciation fait que c'est à partir de formes de creusement et de formations d'accumulations dues à celles-ci et à leurs dépens que l'érosion actuelle se développe. Le climat avec son humidité rattache les Préalpes lombardes aux Alpes centrales et aux Alpes françaises du Nord, malgré des températures plus douces. L'empreinte glaciaire très marquée les apparente aussi à ce domaine. Dans celui-ci, compte tenu de leur situation géographique, elles occupent une situation originale. Les fortes précipitations et l'abondance des accumulations morainiques en déséquilibre sur les pentes fortes expliquent l'instabilité des versants et le grand nombre de phénomènes spectaculaires.

CONCLUSION GENERALE DE LA Ière PARTIE

Au cours de cette étude générale des Préalpes lombardes, notre démarche a consisté à analyser tous les aspects généraux de notre domaine sans chercher à les rattacher à priori à d'autres parties des Alpes qui nous sont plus familières. L'unité de l'ensemble considéré est apparu tout au long des chapitres précédents à la fois dans la constitution lithologique du matériel et dans son agencement, dans une évolution paléogéographique originale caractérisée par un soulèvement précoce, puis des mouvements espacés dans le temps et l'espace avant les soulèvements ultimes qui à la fin du Pliocène et au Quaternaire ancien relèvent une dernière fois le massif. Avec le Quaternaire débute une phase essentielle dans l'élaboration du modelé actuel, avec une empreinte glaciaire qui se retrouve de Lugano à Garde. Si les traits communs sont indéniables, fréquemment l'originalité d'une zone de ces Préalpes a été soulignée. Malgré leur parenté, elles posent les unes et les autres des problèmes particuliers d'ordre régional ou local. Ce sera l'objet des chapitres qui suivent. Il convenait cependant de tracer le cadre général dans lequel nous serons toujours obligés de les insérer et de les confronter. L'analyse morphologique ne peut se faire isolément : on ne peut isoler un élément d'un ensemble, on ne peut avoir recours à une technique et délaisser les autres. Un cadre général, une confrontation avec d'autres exemples, une définition des aspects d'ensemble étaient l'objet de cette première partie.

II° PARTIE

ETUDE REGIONALE

Les caractères d'ensemble des Préalpes lombardes ne peuvent suffire à rendre compte des situations locales et des problèmes morphologiques particuliers à certaines régions. Les pages précédentes ont montré la diversité du matériel, l'échelonnement de la surrection alpine dans le temps et dans l'espace. Le moment est venu, en utilisant les données d'ensemble, indispensables pour replacer un cas local dans son contexte général, d'examiner les différentes régions des Préalpes lombardes.

Deux données essentielles ont guidé ce découpage dans le but de ne pas nuire à un examen suivi de certains problèmes morphologiques. La vallée de l'Oglio constitue une limite entre des montagnes plus élevées à l'est qu'à l'ouest, des zones où les charriages n'ont pas le même style de part et d'autre ; l'existence de la grande masse intrusive de l'Adamello n'a pas son équivalent dans la partie occidentale. Les problèmes du Quaternaire ne se comprennent qu'en reliant les dépôts des vallées et ceux du piedmont, et chaque unité définie par grandes régions (Brianza, Bergamasque, Iseo, lac de Garde) sera étudiée au cours des trois derniers chapitres. Dans la montagne elle-même, notre plan suivra les grandes unités orographiques allongées d'Ouest en Est : Alpes orobiques, leur bordure, les Préalpes sédimentaires, en commençant par les premières dont la mise en place, plus ancienne, a fait intervenir des forces orogéniques puissantes. Les effets se sont faits sentir sur la bordure, impliquant un relèvement, des fractures, des charriages, des plis, conditionnant

ainsi la mise en place du réseau hydrographique. Les Préalpes sédimentaires et surtout leur bordure permettront ensuite, à partir de l'imbrication des différents éléments, d'essayer de démêler la succession des phases d'évolution du relief, les rapports des unités structurales entre elles et au cours de la formation du relief actuel.

CHAPITRE I

LES ALPES OROBIQUES

Par Alpes orobiques (Alpi orobie, Orobie), on désigne le relief montagneux s'étendant de façon continue des rives septentrionnales du lac de Come (au nord de Bellano) jusqu'au Val Camonica (vallée de l'Oglio) à hauteur de Edolo. C'est à la fois l'axe orographique le plus élevé (par son point culminant, Pizzo di Coca 3052 m et par son altitude moyenne) et le plus continu des Préalpes lombardes, à l'ouest du Val Camonica. Son individualité et sa continuité lui valent de servir dans sa plus grande partie, sauf aux deux extrémités, de ligne de partage des eaux entre la Valteline au Nord, les rivières bergamasques et l'Oglio au Sud. Mais les limites ne sont pas toujours franches : si au Nord, la Valteline et son prolongement jusqu'à Edolo par le col de l'Aprica (1176 m), à l'Est et à l'Ouest, la vallée de l'Oglio et le lac de Come sont des coupures nettes, vers le Sud, le passage vers les Préalpes sédimentaires se fait souvent par des massifs élevés et tourmentés, accolés à la chaîne orobique, les sillons longitudinaux sont courts, inégalement creusés et discontinus.

L'individualité orographique se double de caractères lithologiques et structuraux originaux. Les Alpes orobiques sont constituées en grande partie de micaschistes et de gneiss du socle métamorphique pré-permien. Les puissants mouvements orogéniques crétacés et tertiaires, à la fois verticaux et tangentiels, y ont imbriqué d'importantes assises de Permien et de Trias (schistes werféniens, calcaires anisiens), alors que les masses de calcaires et de dolomies du Trias moyen (dolomie d'Esino, dolomie principale) forment les contreforts élevés face à son

versant méridional. L'ampleur des accidents verticaux contraste avec les glissements en masse, les failles de rejet moindre, et les plis lourds de la couverture sédimentaire des Préalpes.

Aux Alpes orobiques, on peut rattacher par leur relief et leur structure, les massifs situés à l'ouest du lac de Come entre la vallée du Liro, prolongement de la Valteline, et les contreforts septentrionaux du bras Nord-Est du lac de Lugano, et de la dépression qui lui fait suite jusqu'à Menaggio. Ils sont le prolongement de la chaîne orobique à l'ouest du lac de Come.

L'ensemble ainsi considéré s'étend de la frontière suisse à Edolo sur près de cent kilomètres et sur une largeur moyenne de l'ordre de dix. Ce grand élément du relief et de la structure des Alpes ne se présente pas comme un tout homogène. Très continue et élevée, la crête orobique est unique et franchement Ouest-Est, du Monte Fioraro au Monte Torena. A l'ouest du Passo San Marco, le relief est un peu moins vigoureux, l'axe orobique se dédouble et prend une direction Est, Sud-Est - Ouest, Nord-Ouest. La crête Pizzo Tre Signori - Monte Ponteranica est oblique par rapport à l'axe général du relief des Alpes orobiques centrales (Fioraro - Torena). Le Passo San Marco est le point de jonction entre Alpes orobiques occidentales à l'ouest et centrales à l'est de celui-ci. L'extrémité orientale est plus courte : à l'est du Torena et du Gleno, l'axe orographique décalé vers le sud par rapport à celui des Alpes orobiques centrales (transversale Torena - Gleno) s'abaisse progressivement en direction d'Edolo selon une direction Sud-Ouest - Nord-Est. La ligne de crête orobique se présente ainsi comme une série de tronçons rectilignes disposés bout à bout, de direction et d'altitude différentes. Elle est bordée au Nord par la Valteline et ses prolongements : véritable coupure dans le relief mettant en contact les grands massifs alpins et les Alpes orobiques. C'est par ces confins septentrionaux que commencera cette étude régionale, avant d'aborder les problèmes morphologiques des différentes parties des Alpes orobiques.

I - LES CONFINS SEPTENTRIONAUX : LA VALTELINE ET SES PROLONGEMENTS (carte hors texte n° I et 2) -

I°) Les problèmes généraux de la structure -

La vallée de l'Adda entre Colico et Tresenda forme la limite la plus nette entre Alpes orobiques et le massif de la Disgrazia - Bernina. A l'Ouest comme à l'Est, elle se prolonge par des sillons étroits qui conduisent aux cols de San Jorio et de l'Aprica. Depuis longtemps, cette grande ligne déprimée et longitudinale dans l'arc alpin a été reconnue comme liée à un accident majeur de la structure des Alpes et des montagnes du pourtour septentrional de la Méditerranée, sous des termes divers : faille ou ligne du Tonale, ligne insubrique, ligne péri-adriatique. Elle se poursuit à l'est et à l'ouest de la région par la faille judicarienne et la faille de Jorio. Elle a été incorporée avec des fortunes diverses, à toutes les synthèses sur l'arc alpin. Les publications récentes de R.W. Bemmelen (1966) et de K.A. de Jong (1967) en donnent un aperçu essentiel pour cette partie des Alpes méridionales. Les études et les relevés de terrains sont malheureusement plus rares. L'étude fondamentale de Cornelius H.P. et Furlani - Cornelius M. date de 1931. Quelques articles ont apporté des précisions très localisées. Les recherches des Cornelius avaient montré, avec un relevé minutieux, la présente de deux domaines, cristallin et métamorphique de part et d'autre de la ligne insubrique (série du Tonale et des massifs centraux au nord, schistes cristallins et gneiss de Morbegno au sud) et l'existence de zones de broyage, d'importants blocs sédimentaires permo-triasiques coincés le long de l'accident majeur. L'étude des sédiments tertiaires de la plaine lombarde (Ière partie, chapitre 3) a montré que l'accident et les batholithes tonalitiques étaient au moins d'âge oligocène. Nous avons avancé qu'il s'esquissait peut-être dès le Crétacé supérieur (Ière partie, chapitre 3). Mais il ne semble pas possible de retenir l'hypothèse de K.A. de Jong, d'un accident permien, repris par l'orogénèse tertiaire ; la présence d'un Permien peu épais, d'une série sédimentaire du Trias inférieur et moyen, avec peut-être le Rhétien (Cornelius H., 1931), quoique laminés, enfin une direction perpendiculaire à celle des accidents permiens du seuil de Lugano ne soutiennent pas l'hypothèse

d'un accident ancien et important, dont l'influence n'aurait pas manqué d'affecter les modalités de la sédimentation.

L'érosion a utilisé très tôt cette ligne de faiblesse structurale, mais son action a été inégale, alors que la vallée de l'Adda est profonde, ses prolongements sont moins creusés.

2°) Les aspects régionaux : la part de la tectonique et de l'érosion -

Tout au long de son tracé, du col de San Jorio à Edolo, la dépression longitudinale est creusée dans les schistes du socle orobique (micaschistes des lacs, schistes de Morbegno et d'Edolo). Elle n'est pas située sur la faille insubrique elle-même, mais sur sa bordure méridionale. La ligne insubrique a fixé l'emplacement de l'axe hydrographique et l'érosion différentielle a mis à profit, utilisé les micaschistes du bloc méridional moins résistants que le socle au nord de la ligne insubrique, lardé de filons d'amphibolithes, composé en bonne partie de gneiss oeillés, ou de grandes intrusions grano-dioritiques (Monte Spluga, Cima di Cugn) constituent des zones particulièrement résistantes.

a) A l'ouest, le Val San Jorio,

C'est un sillon étroit, excavé plus largement dans sa partie basse aux abords du lac de Come. Le Passo San Jorio est un col élevé (2014 m) et la vallée du Liro très encaissée doit son dégagement à la reprise d'érosion à partir de la rive nord du lac de Come. La médiocrité du creusement par rapport à la vallée de l'Adda montre qu'ici n'a jamais existé une zone basse qu'aurait emprunté un cours d'eau, qui, par le col de San Jorio serait allé rejoindre le Tessin. On ne voit pas comment ce col, à une altitude aussi élevée, temoignerait d'un ancien réseau hydrographique Est-Ouest. L'étude de la gonfolite de Come (Ière partie) puis de la partie occidentale des Alpes orobiques prouve la permanence du drainage par l'actuel lac de Come. Le col de San Jorio est le point le plus bas sur une ancienne ligne de partage des eaux, entre Adda et Tessin.

Sa localisation est en rapport avec la structure le long de la faille insubrique (figure 43). L'érosion utilise une bande de schistes et de phyllades laminés et redressés, incorporant des placages de dolomies triasiques, alors que les diorites de Basetta forment la Cima di Cugn au nord et les micaschistes des lacs les crêtes au sud du col. Entre le col de San Jorio et le lac de Come, la situation du sillon du torrent Liro est la même, dans les micaschistes du socle dinarique mais celui-ci se trouve reporté vers le sud par suite de l'extension des affleurements permo-triasiques, constituant le versant septentrional de la vallée, sous la crête des diorites de Bassetta (figure 44). La faille insubrique ne se présente pas comme un accident simple (faille inverse unique à regard Sud), mais localement se scinde en plusieurs accidents parallèles au sud du batholite dioritique dont la présence est liée à l'accident principal. Les contacts anormaux se multiplient dans les séries cristallophylliennes et sédimentaires redressées à la verticale. C'est le cas à l'Alpe Zoccacia. Mais les efforts tectoniques ont accru la fragilité des schistes et des phyllades du socle méridional plus que celles des assises sédimentaires coincées le long de l'accident majeur. L'érosion utilise les premières, tandis que les seconds forment des reliefs. Cette situation trouve sa meilleure illustration sur les rives du lac de Come où les dolomies du Trias forment le bloc du Sasso Pel (figure 44).

La présence d'affleurements permo-triasiques plus importants au nord de Gravedona et de Dubino montre l'existence dun fossé tectonique dont les couches ont été redressées par les efforts orogéniques le long de la faille insubrique. La faille a un rejet plus considérable qu'à l'ouest, les assises sédimentaires sont plus puissantes au nord de Dubino que dans le Val Jorio, plus redressées aussi et se rencontrent de façon plus continue à une altitude plus basse. A l'extrémité occidentale de la Valteline, la faille orobique est un accident important, responsable de l'ancienneté de la vallée de l'Adda et de son creusement plus prononcé.

b) La Valteline entre Colico et Tresenda.

C'est une vallée continue, d'altitude basse, (entre 200 et 370 mètres) dont la largeur avoisine les deux kilomètres. Comme la vallée du Liro, elle est dégagée entièrement dans la série métamorphique du socle dinarique, (essentiellement des phyllades quartzifères et les schistes à staurotide et à grenat de Morbegno) fortement tectonisée sur la bordure de la faille orobique. Son emplacement est identique à celui du Liro ; vers l'Est, des placages permo-triasiques se retrouvent sur le versant Nord et là encore, sous la série des schistes du Tonale, avec des affleurements de gneiss oeillés et de tonalités au nord de Sondrio, ils constituent les bas versants. Ils sont d'ailleurs moins étendus et plus laminés qu'à l'ouest ; le bloc méridional affaissé à Dubino se relève et se rétrécit vers l'Est en même temps que la poussée vers le sud de la faille insubrique a été plus forte. La Valteline a incontestablement une origine structurale : un compartiment coincé sous le plan de la faille inverse qu'est la ligne insubrique et mis en valeur par l'érosion.

Son tracé n'est pas rectiligne : en fait, ce sont deux tronçons Est-Ouest, dont le plus long ou tronçon oriental est décalé vers le nord par rapport à son homologue occidental, et se raccorde à lui par le couloir de Masino. Le coude de la vallée au droit de Masino est dû aux conditions lithologiques, de part et d'autre des gneiss formaient un noyau plus résistant au sein des micaschistes. L'obstacle était renforcé par l'intrusion tonalitique du Culmine di Dazio sur la rive droite de l'Adda.

Il a été mis en valeur par les glaciations successives qui en ont fait un verrou, et l'écoulement des eaux lors du recul des glaces a pu se faire temporairement par le seuil de Dazio avant de reprendre son cours actuel. Il est difficile d'apprécier le creusement des glaciers. La forme en auge de la Valteline témoigne de leur action. Les restes morainiques les plus élevés se rencontrent jusqu'à 1500 mètres près du lac de Come, et à l'est les replats d'origine glaciaire atteignent jusqu'à 1900 mètres. Le remblaiement alluvial du fleuve et de ses affluents masque le surcreusement glaciaire. Le comblement est rapide, et le lac de Come qui au Post-Glaciaire occupait la basse Valteline

est maintenant réduit à son tracé méridien. Il est indéniable cependant que le creusement glaciaire a largement favorisé la vallée de l'Adda par rapport à ses prolongements. Elle était empruntée par les courants de glaces descendus de la haute Valteline, des massifs de la Bernina, du Cevedale et du versant nord des Alpes orobiques. Le val San Jorio couronné de sommets plus modestes dépassant à peine 2500 mètres, a été moins creusé. La vallée de l'Adda doit ses caractères morphologiques de grande vallée intra alpine aux glaciations quaternaires, même si auparavant elle était déjà un axe hydrographique remarquable ce qui lui a assuré un avantage décisif.

L'observation de la Valteline depuis le col d'Aprica permet de remarquer sur les deux côtés de la vallée de hauts versants aux formes lourdes qui passent vers le bas à l'auge glaciaire bien sculptée dans la partie inférieure de la vallée. G. Nangeroni (1931) a attribué ces replats à des niveaux d'érosion tertiaires, en particulier, dans le Val Masino et le Val Malenco. Il distinguait un niveau supérieur de cirques glaciaires et de replats qu'il mettait en relation avec une érosion pliocène. Cette hypothèse ne peut être retenue : de part et d'autre de la vallée, ces versants sont à des altitudes différentes, plus élevés sur le versant Sud de la Disgrazia et de la Bernina, que sur le versant orobique. L'altitude même de ces replats est variable sur les deux flancs de la vallée. Sur le versant orobique, ils s'étagent entre 500 et 1900 mètres. Les plus élevés correspondent au niveau maximum atteint par le glacier de l'Adda. Le plancher des cirques bordant les hauts sommets sont aussi à des altitudes inégales et façonnés selon l'importance du cirque glaciaire. Les corrélations sont impossibles, et les hauts versants arrondis doivent être considérés comme des bords d'auge glaciaire. Le creusement des vallées au Pliocène (1ère partie, chapitre 4) n'implique nullement l'existence d'un niveau ou d'un versant de même âge dans la partie centrale des Alpes ou des Préalpes, que d'ailleurs aucun dépôt glaciaire ancien ne recouvre.

c) Le prolongement de la Valteline vers l'est : le col d'Aprica.

A Tresenda, la vallée de l'Adda prend une direction Nord-Est - Sud-Ouest et ne draine plus la bordure de la faille insubrique.

Celle-ci reste une zone déprimée dont le point le plus élevé ne dépasse pas II76 m au col de l'Aprica. Le drainage s'effectue vers l'Adda par un versant court (5 kms et une dénivellation de 790 m entre le col et la Valteline), tandis que vers Edolo le versant est long et sa déclivité faible (I5 kms et 460 m de dénivelé). La dissymétrie des versants de part et d'autre du col est importante, la reprise d'érosion post-glaciaire très vigoureuse sur le versant occidental.

Rien dans la structure ne défavorisait le creusement de cette partie de la ligne insubrique. La faille met en contact les gneiss et schistes métamorphiques de la série du Tonale avec le socle orobique (micaschistes et surtout phylades quartzifères). Le long de l'accident apparaissent des bancs très redressés et laminés de sédiments permo-triasiques (verrucano, dolomie du Trias) qui au sud de Stazzona forment le flanc oriental de l'auge glaciaire de l'Adda. Vers le col d'Aprica, comme immédiatement à l'ouest vers Teglio, dans la Valteline le socle orobique comporte des zones mylonitisées. Le Monte Padrio et le Dosso Torricla dominant la vallée du Fiumicello d'Edolo se situent au contact ou immédiatement au sud de la faille insubrique ; la dépression jalonnant l'accident tectonique en est plus éloignée que dans la Valteline, ce qui montre que l'érosion a moins travaillé qu'à l'ouest, et n'a pas fait reculer l'escarpement au point de se situer maintenant à la limite même de l'accident. C'est donc dans un travail moins actif de l'érosion qu'il faut rechercher les causes de creusement moins avancé, en dépit de conditions structurales identiques.

La gonfolite de Come (Ière partie, chapitre 3, II, Ic) contient des "diorites tonalitiques" (Cita M.B., I957) à amphibole verte, caractéristiques de l'Adamello. Le drainage de la partie septentrionale de ce massif se faisait alors vers la Valteline et Come, et le point de passage ne pouvait être que le Col d'Aprica. Le fait est prouvé par l'absence de diorites dans le conglomérat miocène du Montorfano d'Iseo : La vallée actuelle de l'Oglio s'est ouverte plus tardivement. Le Col de l'Aprica ne doit pas pour autant être considéré comme un ancien fond de vallée miocène, car les transformations apportées par les glaciers sont responsables de la situation actuelle. L'emplacement du col lui-même doit sa topographie plane à des dépôts considérables de tourbes et d'argiles post-glaciaires.

La zone basse du col d'Aprica s'explique par sa position par rapport aux glaciers descendus du versant septentrional de la chaîne orobique. A l'ouest, le grand glacier du Val Belviso allait confluer avec celui de l'Adda vers Tresenda, et celui de la face Nord du Dosso Paso, immédiatement au sud d'Aprica n'était que d'importance médiocre, incapable de surcreuser activement la zone du col. De même vers l'est, la longue vallée de Campovecchio va rejoindre celle de l'Ogliolo, affluent de l'Oglio, sept kilomètres à l'est du col d'Aprica. Immédiatement au nord de celui-ci, le versant est trop court et la ligne de faîte trop basse (vers 1500 - 1550 mètres) pour avoir pu abriter des glaciers locaux. Ce n'est donc que lorsque les glaciers quaternaires avaient déjà fortement progressé que celui du Val d'Aprica, venu du Dosso Paso, envahissait la zone du col d'Aprica et allait se joindre à ceux de l'Ogliolo et de l'Oglio. Mais la majeure partie de ses glaces allaient confluer avec celles du Val Belviso et de la Valteline. Ainsi s'explique le moindre creusement du col, tandis que pendant les phases de retrait, le blocage des eaux aux deux extrémités par les glaciers en recul de l'Ogliolo et de l'Aprica en faisaient une zone lacustre puis marécageuse. Il n'y a pas eu de diffluence glaciaire de l'Adda vers l'Oglio (d'ailleurs on ne retrouve pas dans les moraines du Val Camonica de traces d'apports de la haute Valteline) mais des apports secondaires par la crête Belvedère - Monte di Croce (1500 mètres). Le modelé en auge de 300 mètres de la vallée d'Aprica est dû au glacier venu du Dosso Paso par le Val d'Aprica dont on peut se demander si le cours actuel vers l'Adda n'est pas récent, lié à une capture des eaux à partir de la Valteline toute proche et très basse.

Les glaciers empruntant et surcreusant le réseau hydrographique pré-existant, il y a tout lieu de supposer qu'ils n'ont fait dans ce cas qu'accentuer une organisation du drainage antérieure au Quaternaire. Dans ses grands traits, on peut dire que l'abandon d'un drainage Est-Ouest par le Col d'Aprica et la mise en place de la haute vallée de l'Oglio se place vraisemblablement entre le Miocène Moyen et le Quaternaire, conséquence probable de la phase orogénique fini-Miocène très puissante dans toutes les Préalpes.

Au Quaternaire, le drainage de la partie des Alpes située au nord de la faille insubrique se faisait déjà par les vallées de l'Oglio et de l'Adda, comme le prouvent les blocs erratiques de tonalites emballés dans les conglomérats villafranchiens du lac d'Iseo. La vallée du Col d'Aprica placée dans une position intermédiaire entre les deux grands glaciers des vallées de l'Oglio et de l'Adda a été moins surcreusée que celles-ci. Aujourd'hui, le creusement post-glaciaire vigoureux des rivières affluentes

de l'Adda (torrents des Valli d'Aprica et de Belviso), à partir du niveau de base très déprimé de la Valteline favorise un drainage vers l'Ouest, mais la reprise d'érosion est trop récente et localisée pour avoir des effets considérables. A l'est du col, les versants de la vallée montrent des replats glaciaires assez nets dont le profil s'incline vers l'Oglio. Au Col d'Aprica, le profil transversal de la vallée est dissymétrique, le versant méridional est long et adouci dans les phyllades et les micaschistes du socle orobique, alors que le flanc nord est abrupt, du Belvedere (I499 m) au Monte Borca (I334 m), le rebord de l'auge glaciaire s'abaisse d'Ouest en Est. Celle-ci était repoussée vers le nord par les glaciers du versant orobique qui surcreusaient au moment du maximum glaciaire sur le bord nord.

II - LES PROBLEMES GENERAUX DU RELIEF DES ALPES OROBIQUES

Vaste ensemble allongé sur près de IOO kilomètres de la frontière suisse à la vallée de l'Oglio, vers Edolo, la chaîne orobique offre des paysages très divers. Elle est inégalement élevée, atteignant les altitudes les plus considérables dans la partie centrale des hautes vallées du Brembo et du Serio tandis qu'à ses extrémités orientales et occidentales elle s'abaisse progressivement. Les aspects du relief sont très divers et les complications de la structure très variées. Néanmoins l'unité de l'ensemble tient à la prépondérance du socle métamorphique, à l'imbrication plus ou moins importante de larges assises de schistes et de grès permiens à l'existence de problèmes morphologiques communs à l'ensemble.

A) La structure d'ensemble de la chaîne orobique.

On s'accorde à considérer, depuis les travaux de L.U. de Sitter, la chaîne orobique comme le socle pré-permien des Alpes méridionales fortement relevé par une surrection verticale, selon un axe Ouest-Est. Cette surrection a été inégale et s'est faite par compartiments, plus ou moins basculés vers le Nord, relevés vers le Sud où ils sont en contact avec le bloc méridional par des failles inverses à regard Sud. Ces grands accidents longitudinaux, parallèles à l'axe de la chaîne, le sont également par rapport à la faille insubrique (ou faille du Tonale) qui apparaît ainsi comme une ligne de dislocation et de tension dont les effets se sont faits sentir dans la surrection

de la partie méridionale des Alpes. Sur son bord Sud, c'est un véritable faisceau de dislocations, plus oumoins continues, plus ou moins importantes, qui en profondeur sont liées à la grande cassure "peri-adriatique". La surrection des Alpes orobiques s'est accompagnée de poussées tangentielles limitées, responsables de chevauchements locaux, sans qu'il soit nécessaire d'y voir les racines de véritables nappes déversées vers le Sud (Cacciamali G.B. 1922.; Burning W.L., 1932 ; Wennekers J.H.L. 1930 ; Dozy J.J., 1935..) D'une façon générale, l'accident majeur est celui mettant en contact anormal le socle métamorphique avec les larges assises de Permien, plus ou moins disloquées du versant méridional de la chaîne = c'est la faille ou ligne orobique (L.U. de Sitter, 1949, G. Nangeroni, 1969).

I°) La chaîne orobique se présente le plus souvent comme un socle dénivellé en plusieurs blocs par des failles inverses.

a) A l'ouest du lac de Come, le socle est cassé par deux failles subverticales (faille orobique au sud, et faille de Dongo dans la partie centrale) au sud de la faille insubrique suivie par le Val Liro. Ces deux accidents déterminent deux blocs inégaux : celui du Cortafo, étroit et peu élevé au nord de la faille de Dongo utilisée par le Torrent Albano; celui du Bregagno - Cima Verla au sud de cette rivière plus étendu et plus élevé (2245 mètres au Pizzo Gino). Entre Dongo et Musso, un bloc de dolomie du Norien est encastré entre les deux massifs : il correspond à un petit graben localisé au sud de la faille de Dongo.

b) A l'est du lac de Come, la partie occidentale des Alpes orobiques proprement dites. Au sud du Monte Muggio, le socle soulevé est recouvert par le grès du Verrucano lombardo, et la série triasique basculée vers le sud sans qu'il y ait contact anormal (De Sitter L.U., 1949). Entre le Monte Muggio et le Val Biaudino, les gneiss clairs du socle chevauchent les couches du Permo-Trias relevées par le bombement de la Cima d'Olimo. Au Nord, le cours du Torrent Varrone correspond vraisemblablement à une cassure Ouest-Est : cette vallée de plus de 20 kilomètres ne suivrait, d'après de Sitter, la ligne orobique que vers Premana, mais apparaît absolument indépendante de la structure. On peut se demander si l'érosion régressive de la rivière, même en admettant l'ancienneté de l'axe hydrographique de la partie septentrionale du Lario, a été capable

de creuser aussi profondément alors qu'à l'ouest du lac les vallées exploitant une ligne tectonique sont moins développées. Autrement dit, le cours du Varrone serait-il purement le fait du hasard ?. Dans les Préalpes lombardes où le plus souvent le réseau hydrographique a utilisé les lignes tectoniques et la structure, cela paraît pour le moins étrange.

A l'est de Pagnona, sur 4 kilomètres, la rivière suit le contact entre schistes cristallins et gneiss du socle, mais l'hypothèse d'un contact tectonique entre ces deux formations soutenue par W.L. Buning est aujourd'hui écartée (L.U. de Sitter, G. Pasquaré). Au mieux, son cours serait en rapport localement avec l'érosion différentielle qui l'amènerait à exploiter la frange des micaschistes, plus tendres que les gneiss. Cette explication ne semble pas satisfaisante, car le Varrone ne se situe pas constamment sur ce contact, mais au sud de Premana franchit les gneiss. La carte géologique établie par L.U. de Sitter à partir des travaux de W.L. Buning, montre par contre que le tracé de la ligne orobique décrit deux avancées vers le Sud de part et d'autre du Val Marcia, et un profond rentrant au sud de Premana, ce qui oblige à considérer les gneiss du Cimone di Margno comme véritablement charriés sur la couverture permo-triasique. Les écailles dans la couverture sédimentaire de la basse Val Marcia ont la même orientation que la ligne orobique, à l'est de celle-ci et sont orthogonales par rapport au chevauchement des gneiss du Cimone. Il y a deux lignes tectoniques distinctes dont le point de rencontre se situe vers Premana; à l'est celle qui va du Pizzo Cornaggiera à Premana; à l'ouest le chevauchement du Cimone, La première qui vers Premana prend une direction est-ouest se trouve sur le cours du Varrone. Elle se poursuit vraisemblablement vers l'ouest et a été utilisée par le Varrone. Celui-ci l'a exploitée très rapidement ce qui lui a permis de remonter facilement jusqu'à Premana.

La faille du Val Varrone à l'ouest de Premana divise le socle orobique en deux blocs, dont le plus septentrional (Legnone, Legnocino) est surélevé par rapport à l'autre (Muggio). Il a constitué l'élément de poussée nécessaire au décollement de la couverture sédimentaire du bloc méridional, couverture qui forme maintenant les écailles des Grigne. La présence de cet accident est déterminante pour la compréhension des paysages morphologiques et de l'action des cours d'eau.

c) L'extrémité orientale des Alpes orobiques (à l'est du Monte Gleno).

A l'est du Gleno, les Alpes orobiques forment un relief simple mais moins élevé que dans la haute vallée du Serio. La ligne de crête Sud-Ouest - Nord-Est va du Gleno (2883 m) au Pizzo Tri (2309 m), reste rectiligne et ne s'abaisse qu'à l'extrémité nord-est. Deux vallées profondes (Haut Val di Scalve et Val Paisco) les séparent des massifs calcaires des Préalpes méridionales.

Un bombement anticlinal d'axe Ouest-Est va du haut Val Paisco au Monte Tornello et constitue l'essentiel du versant méridional de la chaîne orobique, affectant le socle métamorphique et le Permien, parfois encore recouvert de placages de schistes du Servino, A l'est, c'est un anticlinal droit dont la retombée périclinale a été défoncée par l'érosion régressive du torrent Allione, qui draîne le Val Paisco. A l'ouest du Passo del Vivione, il prend de la hauteur et passe vers le Monte Tornello à un véritable pli en ganou, dont le flanc inverse est au sud, Les grès du verrucano ployés anticlinalement forment le flanc méridional très pentu. Vers l'ouest, les assises quasi horizontales du verrucano donnent les cimes élevées aux replats structuraux du Tornello et du Bognaviso.

Au nord apparaît le socle cassé par deux failles inverses (figure 45) et fortement relevé. L'accident le plus méridional coupe le flanc nord de l'anticlinal de Cedegolo : c'est le chevauchement de Sellero. L'érosion a déblayé les assises sédimentaires permiennes, elles ne subsistent que sous le chevauchement de la faille septentrionale ou de Gallinera et sous forme de placages. Des paquets de verrucano et de porphyres permiens pris sous le chevauchement de Sellero constituent les parois abruptes qui forment le soubassement d'un replat continu allant du bord du Monte Gaviera, jusqu'aux abords de la vallée de l'Oglio et dont l'altitude se maintient entre 1900 et 1700 mètres. Les schistes cristallins donnent les pentes douces de ce replat incontestablement d'origine structurale.

L'accident majeur est le chevauchement de Gallinera (C. Porro, 1911). C'est une faille inverse à regard Sud qui se situe sous la ligne de crête, du Demignone à la Cima di Mezzo. Il est vers l'est

le prolongement du charriage du Tre Confini, et se retrouve dans le socle orobique à l'est de la vallée de l'Oglio, où l'érosion l'a mis à profit pour creuser le Val Rabia.

Dans cette partie des Alpes orobiques, le socle découpé en blocs, poussé vers le sud est venu buter contre l'anticlinal de Cedegolo. Le chevauchement de Gallinera est plus accentué vers l'Est, où la résistance rencontrée était moindre, du fait que l'anticlinal de Cedegolo s'abaisse. Vers l'Ouest, la faille inverse se relève progressivement à la verticale contre le bombement massif du Tornello. L'anticlinal de Cedogolo est antérieur aux poussées de Nord Nord-Ouest, responsables des deux chevauchements. La poussée orogénique a été très forte. La ligne de Gallinera n'est pas l'accident tectonique le plus septentrional : des failles inverses se trouvent sous les parois du Palone di Torsolazzo et du Piz Svolt dont les sommets sont des barres de conglomérats permiens.

d) Les Alpes orobiques centrales : haut bassin du Brembo et de ses affluents : du Passo San Marco au Pizzo Diavolo di Tenda.

A l'est du Passo San Marco, les Alpes orobiques forment une muraille à peu près rectiligne du Monte Fioraro au Diavolo di Tenda. La dissymétrie de la chaîne, esquissée vers le Pizzo Tre Signori s'accuse ici entre un long versant nord (de 8 à IO kms) et un flanc sud très court. Elle est cependant atténuée par la présence de hauts massifs calcaires (Cegherolo, Secco, Cabianca...) qui flanquent immédiatement au sud l'axe de la chaîne. Les altitudes s'élèvent progressivement vers l'Est pour atteindre 2914 mètres au Diavolo di Tenda. La limite méridionale n'est pas facile à établir du fait que les terrains du socle recouvrent les schistes de Collio et du Servino, et sont près des massifs de calcaires dolomitiques. Néanmoins, elle peut être fixée par une série d'échancrures encore mal dégagées par l'érosion : Passo San Simone - Foppolo - Passo della Groce - col de la Portula, 2278 m.).

La zone du Passo San Marco est un point où les efforts tectoniques tangentiels Nord-Sud ont été moins puissants et le relief originel moins élevé. L'érosion a utilisé ce point faible de la structure, d'autant que les micaschistes du socle font place aux phyllades moins résistantes de la zone de métamorphisme externe du batholite. La poussée tangentielle engendrée par la surrection orobique a été forte, génératrice de structures complexes. La ligne de faîte orobique correspond au compartiment le plus soulevé et poussé vers le Sud. Le Monte Fioraro est le point culminant en arrière du chevauchement orobique : l'érosion différentielle dans le socle a fait du batholithe granitique un point culminant quoique sa position élevée soit d'abord due à la tectonique. Entre le Monte Fioraro et les lacs du Porcile, la ligne de crête suit le grand chevauchement de la faille inverse qui passe près de ces lacs et recouvre des couches laminées de schistes de Servino et de grès du verrucano. Elle est relayée du Monte Cadelle au Corno Stella par le chevauchement orobique proprement dit (ligne de contact anormal la plus méridionale entre socle pré-permien et terrains sédimentaires). L'érosion différentielle a mis en relief dans ce bloc culminant les gneiss clairs qui forment l'armature du Monte Cadelle et du Corno Stella.

A l'est de ce dernier, le passage d'un style chevauchant à une série de horsts et de fossés séparés par des failles inverses peu inclinées fait apparaître un synclinal de terrains permiens (schistes du Collio) qui va s'élargissant vers la vallée du Serio, (figure 46). L'érosion a dégagé les schistes des blocs surélevés, mais la poussée n'a pas été assez forte pour porter le substratum métamorphique à une altitude supérieure à celui des assises des schistes des grabens, protégés d'ailleurs par des placages de grès du verrucano (Monte Aga). Ceux-ci déblayés sur les horsts par l'action de l'érosion, l'évolution s'est faite vers une inversion du relief qui trouve son aboutissement dans la situation actuelle. Les cimes des Monts Masoni, Aga, Diavolo di Tenda sont des compartiments abaissés et mis en relief par la démolition des assises schisteuses des blocs surélevés.

L'inversion de relief ne s'est pas réalisée à l'ouest du Corno Stella par suite du chevauchement du socle, l'érosion a contribué à mettre en valeur ce chevauchement par le surcreusement des couches

schisteuses (Servino et Collio) dégageant les hautes vallées de Foppolo, du Brembo di Valleve et du Brembo di Mezzoldo : en particulier les glaciations quaternaires ont accusé les traits du relief.

2°) Les grands chevauchements de la zone Tre-Signori - Ponteranica et les "pseudo fenêtres" du Valtorta et du Passo Salmurano.

Entre le Val Biandino et le Passo San Marco, la zone du Pizzo Tre Signori - Ponteranica, si elle n'est pas la plus élevée des Alpes orobiques, dresse avec vigueur les pyramides du Pizzo Tre Signori, du San Giacomo, du Ponteranica au-dessus de la Valtorta et des Préalpes calcaires. Nulle part la ligne de crête n'apparaît aussi hardie, telle une muraille face aux massifs calcaires, ni aussi nette et distincte de ceux-ci.

Si les gneiss et micaschistes du socle dominent encore largement, de puissantes assises conglomératiques du Permien forment les sommets les plus élevés de la ligne de partage des eaux. L'orogénèse tertiaire plus vigoureuse ici qu'à l'ouest s'est traduite par des failles inverses à chevauchement vers le Sud (figure 47). Les variations de faciès dans les formations détritiques permiennes avait amené les géologues néerlandais à multiplier les plans de chevauchements et les nappes, particulièrement sur la face sud du Tre Signori. Malgré les difficultés d'accès, cette partie des Alpes orobiques a été l'une des plus étudiées par les géologues italiens ou étrangers, depuis les premiers travaux de C. Porro (1903). Celui-ci, après les travaux hollandais, limitait le nombre et la complexité des chevauchements, de même que L.U. de Sitter (1949) ; mais l'étude qui fait date et renouvelle notre connaissance de cette partie des Alpes, est celle de P. Casati et M. Gnaccolini (1966). Les problèmes de la stratigraphie des dépôts permiens, notamment la place du conglomérat du Ponteranica comme un faciès particulier des formations dites de Collio, ont été abordés au cours de la Ière partie (Chapitre I).

Entre le Col de San Marco et le haut Val Biandino, le soulèvement accompagné de poussées tangentielles vers le Sud a été plus puissant. La rigidité du bâti orobique, et plus encore des assises de conglomérats

permiens sont responsables de cassures et de chevauchements du bloc septentrional sur les terrains méridionaux (figure 47). Ceux-ci sont au nombre de trois.

a) Le chevauchement orobique situé nettement au nord de la ligne de crête orobique met en contact le socle pré-permien et le Permo-Trias. En Val Biandino, il vient chevaucher les assises de verrucano et de schistes werféniens et a atteint plus d'un kilomètre au droit de la Costa del Dente, où des placages de gneiss se trouvent sur la crête Nord de le Val Biandino. L'érosion l'a cependant largement entamé. Cette extension du chevauchement orobique est due à un obstacle moindre sur le compartiment méridional où les conglomérats du Ponteranica sont déplacés vers le Sud, et surmontés des couches de Verrucano et de Servino. Une situation aussi favorable à un mouvement tangentiel ne se retrouve pas entre Pizzo Tre Signori et Ponteranica. La puissance des conglomérats du Ponteranica dépasse 300 mètres au Pizzo Tre Signori, 500 mètres au Ponteranica ; auxquels il convient d'ajouter I20 à I50 mètres de grès du verrucano. L'obstacle aussi rigide, en l'absence d'assise plastique à la base du Permien, a limité tout déplacement tangentiel le long de la ligne orobique qui se trouve en retrait vers le nord. Elle est une faille inverse mais fortement redressée, marquée par une zone de mylonites, c'est la "zona mista" de C. Porro (I933), due au broyage des roches le long du plan de chevauchement. Elle est particulièrement développées (30-50 m) de part et d'autre de la vallée de la Pietra où les tensions engendrées par la résistance des assises permiennes à la poussée du chevauchement orobique se sont traduites le long du plan de faille par une épaisse bande de mylonites. Cette résistance s'est aussi accompagnée de mouvements de déplacement Nord-Sud dans la couverture permienne.

b) Le chevauchement principal est celui du Pizzo Giacomo, (P. Casati et M. Gnaccolini, I966) ou chevauchement du Tre Signori (L.U. de Sitter, I949). Il se suit du Pizzo del Dente à l'ouest au Passo San Marco ; des flancs occidentaux du Tre Signori au Ponteranica, il se place immédiatement en contrebas de la ligne de crête sommitale. Celle-ci est bien le front de chevauchement des conglomérats du Ponteranica,

difficilement attaqués par l'érosion, et mis en valeur par l'érosion différentielle qui affouille les assises moins résistantes du flanc méridional, (schistes de Collio, du Servino, Verrucano). La dissymétrie de l'axe orobique est d'origine structurale, accusée ici par la résistance des conglomérats.

c) Entre chevauchements du San Giocomo et orobique, celui du Trona est un accident secondaire mettant en contact anormal les schistes de Collio et le verrucano.

Le chevauchement orobique et le déplacement des conglomérats du Ponteranica sont responsables de fractures à faible rejet, généralement orthogonales par rapport à la ligne orobique, de direction Sud-Ouest - Nord-Est, au nord et à l'est du Tre Signori, méridiennes au nord du lac Piazzoti et du Ponteranica. La rigidité des assises permiennes en est la cause. Elles ont été exploitées par l'érosion : le lac d'Inferno se situe sur le bord occidental d'une fracture qui va du col 2306 à l'est du Pizzo Tre Signori à la Bocchetta di Prada. Il en est de même pour le lac du Pescegallo. Entre le horst de Salmurano et le lac d'Inferno, ces deux directions se recoupent, mais comme elles mettent en contact conglomérats du Ponteranica et schistes permiens, leur faible rejet n'a pas permis à l'érosion de les dégager largement, les contrastes lithologiques et les rejets n'étant pas suffisants pour une exploitation avancée par l'érosion différentielle. Le plus souvent elles ne donnent que des sillons, d'étroits couloirs empruntés par les avalanches et les coulées d'éboulis.

Dans la région du Tre Signori, des déformations plus importantes apparaissent entre Cima d'Olimo à l'ouest et Passo San Marco à l'est sous forme de trois chevauchements : le plus méridional constitue les sommets actuels par l'action de l'érosion différentielle qui a mis en relief les masses très résistantes de conglomérats permiens et décapé de sa couverture permienne le socle métamorphique du compartiment le plus surélevé au nord de la ligne orobique. Ce même socle apparaît au milieu des terrains permiens de cette région et sur sa bordure méridionale.

d) les "fausses fenêtres" de Valtorta et du Passo Salmurano.

L'un des problèmes de la tectonique de cette partie des Alpes orobiques est celui du déplacement de la couverture permienne sur le socle cristallophyllien, qui affleure au sud du chevauchement du Pizzo Giacomo dans le haut Valtorta. Le charriage du Permien, nié par C. Porro et de Sitter, avait été reconnu par les relevés antérieurs des géologues néerlandais et a été mis en évidence par les travaux récents de P. Casati et M. Gnaccolini (1966). Sur les bords du socle ancien du la Valtorta, on peut observer une zone de mylonites au contact entre les deux éléments. Cependant nous ne pensons pas que le déplacement de la couverture soit d'une grande ampleur : là encore, s'il se conçoit bien sous la poussée due aux chevauchements, l'absence d'assises relativement plastiques en a nécessairement limité les effets. L'apparition au milieu des couches déplacées et cassées du Permien, de blocs du bâti orobique (Salmurano, haut Valtorta) ne doit pas de ce fait les faire considérer comme de véritables "fenêtres" ouvertes par l'érosion dans des terrains charriés ; c'est poser le problème de leur origine et de leur place dans la structure de cette partie des Alpes orobiques.

Le plus typique est le "horst" de Salmurano entre Ponteranica et Pizzo Giacomo, car c'est un véritable bloc soulevé, de forme rectangulaire en plan, limité par quatre failles : la plus septentrionale est une portion de la ligne orobique, tandis que la bordure sud se confond avec le chevauchement du Pizzo Giacomo. Les grands accidents transversaux de la couverture permienne, comme la faille de Trona s'arrêtent à son contact ; mais son imbrication entre les deux grandes lignes tectoniques montre qu'il a été incorporé aux grands mouvements orogéniques. Les poussées verticales et tangentielles d'âge alpin ont repris des fractures anciennes (hercyniennes ou permiennes, cf Ière partie chapitre I) qui ont rejoué, soulevant ce compartiment en horst pendant la phase paroxysmale. L'érosion a mis à profit l'affleurement des couches du Collio schisteuse pour aboutir à une véritable inversion du relief qu'est la situation actuelle du Passo Salmurano, inversion qui s'accentue car les gneiss du socle sont moins résistants que les masses de conglomérats qui les flanquent.

Le soulèvement du bombement du haut Valtorta - Bas Val Biandino est postérieur aux grands accidents orobiques sinon le déplacement de la couverture permienne sur le soubassement ne serait pas effectué, à cause d'une position à contre pente par rapport à la poussée tangentielle venue du Nord. L'axe Ouest-Est de cette déformation a repris un accident ancien, d'âge hercynien, attesté par la présence des diorites du bas Val Biandino, daté par les travaux de G. Pasquaré (1967). L'absence des conglomérats du Ponteranica dans cette zone marginale par rapport à l'axe orobique a favorisé une inversion de relief qui s'est faite par la démolition du Collio schisteux plus tendre. L'évolution actuelle, comme au Passo Salmurano va dans le même sens et accuse l'inversion du relief par creusement dans les micaschistes du socle. Le pendage opposé des couches permiennes de chaque côté du socle est un argument supplémentaire en faveur d'un relèvement postérieur du socle.

Vers l'est, le bombement du socle s'atténue progressivement et le plateau des Piani dell'Avaro est un bloc de structure sub-horizontale dans les couches schisteuses du Collio, surmonté de grès du verrucano et de grands placages de schistes du Servino. Abaissé tectoniquement par une faille conforme, il est cassé par une série de failles de faible rejet. Sa position entre les bombements du Valtorta et de Mezzoldo à l'est, lui a valu d'être épargné par l'érosion. Ces caractéristiques, une zone moins influencée par les chevauchements orobiques, mais plus directement sous l'effet de mouvements verticaux et de cassures deviendront prédominantes vers le Sud.

e) L'organisation du réseau hydrographique dépend des conditions structurales et de la mise en place du relief.

Le chevauchement du Pizzo Giacomo qui a porté en altitude les conglomérats du Ponteranica a déterminé la ligne de partage des eaux au profit du versant septentrional. L'érosion plus active sur le flanc sud n'a réussi à l'ébrécher qu'à l'emplacement du horst de Salmurano, par suite de conditions structurales qui ont abouti à une inversion du relief. D'une façon générale, les vallées se calquent sur les

accidents structuraux. La haute vallée du Varrone qui prend sa source vers la Bocchetta di Prada, suit la ligne orobique pour contourner ensuite le chevauchement de la Costa del Dente. Plus caractéristique encore est la partie amont du Val Biandino dont le tracé Est-Ouest correspond à un bourrage local des schistes du Servino par une série d'écailles entre le verrucano de la Sponda di Biandino au nord et les conglomérats du Ponteranica au sud, qui forment la crête de la Cima di Camiselo. Le tracé Nord-Sud de la partie inférieure de cette vallée est plus énigmatique : le torrent Troggia traverse perpendiculairement le bombement du socle par une gorge étroite et resserrée. La cause en est le chevauchement orobique qui immédiatement à l'ouest du coude de la vallée à Bocca Biandino s'avance plus loin vers le Sud. Il a obligé les eaux à se diriger vers le Sud et la Valsàssina : l'antériorité des chevauchements par rapport au relèvement du bombement de Valtorta est favorable à cette hypothèse. Le relèvement anticlinal de celui-ci, plus tardif, explique l'antécédence de la rivière qui n'a pu établir son cours aval qu'à la faveur d'une zone abaissée par rapport à sa partie amont. L'enfoncement de la rivière dans le socle s'est effectué sur la couverture permo-triasique dont il ne reste que des témoins épars (Zuc di Valbona) et lorsque la mise en place des Grigne et des nappes à l'est du couloir de Ballabio avaient créé les conditions propices à un drainage vers le Sud. On peut voir son installation à la fin des grands mouvements tectoniques de la partie la plus interne des Préalpes lombardes (fin du Miocène), avant les réajustements tectoniques plio-quaternaires, quand la phase orogénique principale touche à sa fin et que s'amorce le creusement des vallées.

Par la multiplicité des chevauchements, la part de l'érosion différentielle, la zone Pizzo Tre Signori fait figure à part entre les régions du Corno Stella à l'est, de la Cima d'Olimo et du Legnone à l'ouest où le chevauchement orobique constitue les points culminants mais n'a pas autant dérangé la zone sur son bord méridional. Les forts relèvements du Legnone au Ponteranica sont la cause du glissement des nappes des Grigne, du Resegone, des klippes du Val Taleggio. Une surrection très puissante caractérise également la haute vallée du Serio.

3°) Le cas de la haute vallée du Serio = grands blocs faillés, horst méridien de Valbondione et nappe du Monte Toazzo (figures 48 et 49).

C'est la partie la plus élevée des Alpes orobiques dont les sommets dépassent les 3000 mètres (Pizzo di Coca 3052 m). Du Diavolo di Tenda au Monte Torena, une barrière puissante de direction Sud-Ouest - Nord-Est, ferme le bord septentrional de la haute vallée du Serio. Au Monte Torena, point extrême vers le nord du bassin du Serio, la ligne de crête est formée d'un court tronçon méridien (5 km) jusqu'au Gleno. L'angle aigu formé par les deux directions s'ouvre vers le Sud-Ouest, enserrant le haut bassin du Serio ou haut Valbondione.

Ce grand décrochement vers le Sud de l'axe sommital est dû aux conditions structurales nouvelles dans la partie orientale des Alpes orobiques, à l'est du Gleno. Cette région particulièrement étudiée par les géologues néerlandais, a été l'objet des travaux de J. Weeda (1930) et de la mise au point de L.U. de Sitter (1949). La faille de Bondione, Nord-Sud, suit la rive occidentale du Serio, de Bondione au lac du Barbellino et à celui de la Malgina à l'est du Pizzo Diavolo. Elle est l'accident majeur de part et d'autre duquel les mouvements orogéniques se sont manifestés de façon différente.

a) La partie occidentale : le synclinal permien Diavolo - Coca, et l'interférence des directions orobiques avec les accidents méridiens de la haute vallée du Serio.

A l'ouest de la faille de Bondione, les mouvements orogéniques se sont traduits par des soulèvements en horsts et en grabens, les poussées tangentielles ont été faibles (supra I° d). Toute la région au nord de la vallée du Serio, du Diavolo di Tenda au Pizzo del Diavolo est la continuation vers l'est des structures ébauchées dans la partie orientale du bassin du Brembo (synclinal permien du Masoni - Diavolo di Tenda). Les hauts massifs de la chaîne orobique (Diavolo di Tenda, Redorta, Coca, Druet) sont taillés dans un synclinal permien de schistes du Collio entre un bombement du socle au sud (dit de Grabiasca) et un

horst au nord, dont la faille méridionale inverse est le prolongement de la ligne orobique. Ce synclinal est un graben de sédiments permiens déformé par la poussée tangentielle Nord-Sud de la ligne orobique. Sa structure montre un flanc septentrional avec des couches fortement redressées, parfois à la verticale (Druet, Cima Soliva). L'axe synclinal des couches de schistes se situe en bordure de la faille orobique. La masse de sédiments permiens sous l'effet de la poussée a été cassée en une série de failles inverses donnant parfois un compartiment méridional abaissé où les grès du verrucano ont pu être préservés, (Corne au sud du Pizzo Coca, Secreti au sud du Redorta). Les cimes les plus élevées (Druet, Coca, Pizzo del Diavolo) se trouvent à l'extrémité nord-est où le rebord synclinal a été le plus redressé et où l'épaisseur des schistes est la plus considérable (1600 mètres). Les compartiments déterminés par ces failles inverses ont une structure en gradin du Nord au Sud. Les schistes noirs du Collio ployés synclinalement forment sur leur bordure des crêts mal dégagés à cause de l'unité lithologique de l'étage : Coca, Porola, Costone, Redorta. Mais le Pizzo Strinato est donné par la barre de conglomérat de la base du Permien, redressé à la verticale, et les crêtes au nord et à l'est de celui-ci sont dans le socle de gneiss, micaschistes et phyllades.

Les mouvements tectoniques tertiaires se sont moulés sur des accidents permiens. Le graben dont les épaisses couches de schistes de Collio sont ployés en synclinal dissymétrique se trouve à l'emplacement du sillon central (Central trough, L.U. de Sitter, 1949). L'inversion de relief qui a fait du horst de Bondione et du bombement de Grabiasca des zones plus basses que le graben intermédiaire, a été favorisée par une épaisseur réduite des assises schisteuses du Collio dont l'épaisseur de chaque côté du sillon permien se réduisait rapidement à quelques centaines de mètres. L'existence d'un banc continu de conglomérats extrêmement résistants à la base de la série de schistes a contribué également à préserver ceux du graben Coca Diavolo di Tenda, de l'érosion régressive très active des affluents du Serio et de l'Adda. Ils donnent au nord de Bondione, des ressauts structuraux que les rivières franchissent avec difficulté. Ils arment avec les porphyrites du Permien inférieur, les verrous qui à l'amont et à l'aval ferment le lac du Barbellino.

A l'est du Gavazzo, la poussée de la faille orobique a été plus forte. Le flanc méridional du synclinal Redorta - Coca, cassé par une faille inverse, vient chevaucher les horsts et grabens de la partie méridionale du Val Bondione. Le Serio s'est installé le long de cet accident, au point de contact de deux zones de structures différentes (figure 49) : des grabens et des horsts méridiens au Sud (Vigna Soliva, Bondione, Manina), de grabens et de horsts Ouest-Est, limités par des failles inverses à regard Sud au nord du Serio. Les accidents Ouest-Est de l'axe orobique sont postérieurs aux failles Nord-Sud, qu'elles recouvrent (cf L.U. de Sitter, 1949). On doit leur accorder un âge plus récent, et pour le moins admettre un rejeu, car elles sont postérieures à l'inversion de relief qui a modelé les blocs dénivelés du Val Bondione, mettant en relief le graben de Vigna Soliva par rapport au horst de Bondione. Si la faille inverse Ouest-Est (Seriana thrust de L.U. de Sitter 1949, Cascina thrust de J. Weeda, 1936), chevauche les schistes de Collio à Gavazzo, vers Lizzola Alta et Mastana elle recouvre les schistes cristallins du horst de Bondione. La vallée du Serio était creusée, et ce rejeu pourrait être en rapport avec la phase villafranchienne.

b) La partie orientale du bassin du Serio : des poussées tangentielles plus fortes et des charriages localisés.

A l'est de la faille de Bondione, les efforts tectoniques ont été plus puissants. Sur le bord occidental de la faille entre le lac de la Malgina et le lac du Barbellino une série d'écailles affectent le socle et les schistes de Collio. Sur le bord oriental, le socle orobique, soulevé avec vigueur, formant maintenant les hauts sommets du Pizzo del Diavolo au Torena et au Strinato, a été débarrassé de sa couverture sédimentaire par l'érosion. Au sud du Pizzo Strinato, il entre en contact avec celle-ci par une série de failles inverses longitudinales. Son relèvement a provoqué le déplacement de la couverture de Permien vers le Sud, couverture disloquée en trois nappes : Cimone, Tre Confini et Monte Toazzo. Si le chevauchement des deux premières est de faible ampleur, la troisième est un véritable charriage dont le front est allé s'écraser en anticlinal déversé vers le Sud, dans le graben

du Manina sur les calcaires anisiens. Sous le front des nappes du Tre Confini et du Toazzo, se trouvent une série de copeaux (schistes du Servino et grès du verrucano) qui constituent maintenant des replats de la rive nord du torrent Bondione, en amont de Lizzola Alta. Celui-ci est installé en avant du front de chevauchement.

La position de la nappe du Toazzo est particulièrement importante pour la compréhension de l'évolution morphologique de la haute vallée du Serio. Elle est antérieure à l'inversion de relief qui a fait du bloc de Bondione un faux graben, sinon elle se serait déversée dans celui-ci. On peut distinguer les phases suivantes :

I) Après un premier soulèvement qui a provoqué le glissement des masses charriées des Préalpes sédimentaires, des mouvements tectoniques verticaux déterminent une série de blocs faillés méridiens dans la haute vallée du Serio, et des soulèvements dans la chaîne orobique.

2) Une nouvelle phase orogénique soulève le socle orobique, mais de façon inégale : horsts et grabens à l'ouest de la faille de Bondione ; nappes à l'est de cet accident prouvant une forte poussée tangentielle (Tre Confini, Cimone, Toazzo).

3) Une érosion très active provoque une inversion de relief, évidement du horst de Bondione et du bombement de Grabiasca, peut-être, sous un climat chaud et humide où l'altération chimique surcreuse les socles de schistes cristallins mais épargne relativement les tables de grès, de conglomérats et de tufs volcaniques du Grabiasca et de Vigna Soliva = d'où le contact en glint de la falaise de conglomérats de base et des tufs et porphyrites du Permien sur les schistes cristallins à l'ouest de Grabiasca.

4) Un réajustement postérieur (Villafranchien) provoque un soulèvement d'ensemble et le rejeu de certains accidents,alors que le réseau hydrographique est déjà creusé. La faille du Val Seriana rejoue et vient chevaucher le socle vers Bondione. Le relèvement provoque

les derniers charriages (Cavallo, Val Nembo) et la mise en place définitive de la Presolana. Ces hypothèses s'accordent avec les conclusions de notre étude de la tectonique (Ière partie, chapitre 4, paragraphe IV) de la région au nord du massif Ferrante-Presolana.

Le cas de la haute vallée du Serio illustre la mise en place complexe du relief des Alpes orobiques, déjà ébauchée dans la première partie de cet ouvrage. Plusieurs phases de soulèvement ont affecté la région, de façon inégale, plus puissantes dans la partie centrale (du Tre Signori au Corno Stella) et dans la partie orientale et la haute vallée du Serio.

Partout apparaît le rôle primordial de la structure dans le relief actuel. Le chevauchement orobique est la limite du compartiment le plus soulevé, mais aussi le plus érodé au point que l'inversion de relief est la règle au profit du ou des compartiments méridionaux (Tre Signori, Aga, Val Bondione), moins élevés et préservés par de puissantes assises de schistes et de conglomérats permiens.

Hormis à l'ouest où le réseau hydrographique est anciennement organisé en fonction d'un drainage vers Come, ailleurs la ligne orobique apparaît comme la ligne de partage des eaux qui s'est maintenue tant bien que mal malgré l'évolution du relief vers l'inversion, hormis là où la forte résistance des grès permiens par rapport au socle métamorphique et à sa couverture l'a déplacé vers le Sud (zone du Tre Signori).

B - Les problèmes morphologiques d'ensemble.

On a essayé, avec plus ou moins de bonheur, d'incorporer les Alpes orobiques aux grandes théories de l'édification de la chaîne alpine. C'est sans plus de succès que l'on a tenté une explication cyclique de ce relief dont la permanence des mouvements orogéniques, l'importance de la surrection, le rôle de la structure viennent d'être démontrés. Un examen rapide des problèmes d'ensemble permettra de l'élucider et de résoudre quelques cas enigmatiques.

I°) Les hautes surfaces de l'extrémité occidentale (Bregagno - Cortafo, Muggio).

La topographie douce du Monte Bregano et les crêtes voisines dont les altitudes sont proches de 1900 - 2000 mètres peuvent évoquer un aplanissement sommital. C'est l'hypothèse retenue par G. Nangeroni (1969) qui voit une surface d'érosion fini-oligocène ou miocène inférieur s'abaissant du Nord vers le Sud. Cependant si entre le Monte Bregagno et la Cima Verla les altitudes des sommets adoucis se situent bien autour de 2000 mètres, l'échine du Monte Cortafo est nettement moins élevée (1809 mètres au maximum) et ne présente pas d'aplanissement sommital. On ne peut la rapprocher des crêtes méridionales et envisager une surface d'ensemble. D'autre part, l'étude des dépôts corrélatifs de la plaine lombarde (Ière partie, chapitre 3) a montré que la phase de surrection oligocène intéressait surtout la partie interne des Alpes, et qu'elle s'était poursuivie pendant le Miocène. De puissants cours d'eau empruntaient l'emplacement actuel du lac de Come et du Tessin. L'existence d'une phase tectonique importante créant un relief élevé est difficilement compatible avec l'idée d'un aplanissement généralisé, qui se serait traduit par des apports plus fins et moins abondants.

L'explication de la présence incontestable d'une topographie sénile entre Bregagno et Cima Verla ne s'accordant pas avec les données générales de l'évolution morphologique tertiaire, doit être cherchée dans des cas similaires à l'intérieur de l'ensemble des Préalpes lombardes. En Val Trompia, (Ière partie, chapitre I) la haute surface du massif ancien est actuellement dégagée de sa couverture détritique de "verrucano lombardo". Ici, ces témoins n'existent pas. L'orogénèse tertiaire, plus précoce et plus puissante a permis à l'érosion de dégager une couverture sédimentaire dont l'épaisseur était plus réduite sur les bords de la plate-forme de Lugano. Les mouvements verticaux portant en altitude des blocs compacts et importants ont peu disloqué un aplanissement ancien, révélé postérieurement par l'érosion. Malgré l'absence de témoins sédimentaires, l'hypothèse d'un aplanissement fini-permien ou pré-triasique est des plus vraisemblable vu la médiocrité des dépôts de grès du verrucano lombardo dans cette partie des Préalpes, (Ière partie, chapitre I) il aurait été dégagé de sa couverture par

l'érosion et retouché par les glaciers quaternaires. Le Monte Muggio sur la rive opposée du lac de Come pose un problème semblable et les données générales permettent d'envisager la même solution.

Les hautes surfaces du Monte Muggio ont été également attribuées par G. Nangeroni (1954) à un aplanissement miocène, tranchant les micaschistes redressées à la verticale. Cette interprétation se heurte aux objections déjà formulées. Il est remarquable que la surface du Monte Muggio soit à une altitude sensiblement inférieure à celle du Massif du Bregagno : le raccordement de l'une et de l'autre est difficile à admettre. Au sud du Monte Muggio, le plan de charriage de la Grigne Nord est proche du socle orobique et les surfaces du Muggio font penser au plan de décollement de la base de la série sédimentaire des Grigne. Elles représentent les restes d'une surface d'érosion permienne, mise à jour par le glissement des Grigne et débarrassée de lambeaux de sa couverture permo-triasique par l'érosion, Les assises de grès du verrucano très réduites (Ière partie, chapitre I) ont été facilement dégagées par l'érosion. A l'Est, le sommet aplani de la Cima d'Olimo est formé de placages sub-horizontaux de schistes du Servino, encore en place sur le bombement du Val Marcia. Au nord de la ligne orobique, en dépit d'un mouvement tangentiel le long de celle-ci, les mouvements orogéniques se sont traduits par des mouvements verticaux qui ont soulevé un aplanissement permien facilement décapé par l'érosion.

L'exemple du Monte Muggio montre que les aplanissements des bords du lac de Come peuvent s'interpréter comme un aplanissement permien relevé et mis à jour par l'érosion sans qu'il soit nécessaire de recourir à une datation tertiaire sans fondement sérieux.

2°) L'existence problématique de niveaux d'érosion emboités dans la surface sommitale .

- Dans la haute vallée du Serio, G. Nangeroni a distingué une série de niveaux d'érosion sous un aplanissement sommital d'âge oligocène à 2800 mètres : niveaux des cirques élevés (Miocène moyen 2500 - 2600 m), niveaux fini-miocène (2400 - 2300 m), pliocène (2000 m), du quaternaire ancien et moyen (I350 et I000 m). Cette conception ne

s'accorde nullement avec les données du terrain (absence d'aplanissement sur les crêtes ciselées par les glaciers et la gélifraction), la force des mouvements tectoniques et les grandes lignes de l'évolution morphologique (chapitre 2 et 3 de la Ière partie). C'est la structure qui est responsable des crêtes du versant nord du Val Bondione, de même qu'au sud, celles du Gleno, du Tre Confini, du Cimone se situent sur le front de chevauchements majeurs. L'érosion différentielle, surtout le creusement glaciaire, a mis en valeur les couches les plus résistantes et approfondi les zones les plus friables qui donnent maintenant les cuvettes lacustres, les bassins, les cols. Il n'y a pas lieu de voir des niveaux d'érosion, difficilement raccordables dans une zone presque entièrement dominée par le façonnement de l'érosion glaciaire s'exerçant sur un matériel très varié.

De même, G. Nangeroni (1969) a attribué une origine cyclique à des replats dans la partie occidentale des Alpes orobiques, à l'ouest du lac de Come.

En-dessous de la surface sommitale du Bregagno ou des crêtes plus hardies qui ferment les bassins du Liro ou du Livo, la présence de replats très limités dans leur extension, est indéniable. G. Nangeroni (1969) les a interprétés comme des niveaux d'érosion post-Oligocènes, attribuant ceux situés vers 1000-1100 m au Miocène, 800-900 m à la fin du Miocène et vers 500 m au Pliocène. Le caractère fragmentaire de ces replats rend les raccordements avancés bien hypothétiques. Ils ne s'accordent pas avec les enseignements tirés de l'étude de la plaine lombarde (Ière partie, chapitre 3). A l'examen ils se révèlent souvent tapissés de matériel morainique allogène et par suite en rapport avec le stationnement du glacier du Lario et de ses diffluences dans les différentes vallées. La fraîcheur des dépôts morainiques permet de les attribuer au Würm. Sur le versant oriental du Bregagno, R. Pracchi (1954) ne distinguait pas moins de dix replats d'accumulation glaciaire en rapport avec le retrait progressif et saccadé des glaces wurmiennes. En Val Cavargna ou en Val Rezzo, les replats les plus développés correspondent à l'altitude maxima atteinte par le glacier würmien. Les glaces quaternaires qui presque partout ont submergé et façonné le relief jusqu'à 1500 mètres ont profondément remodelé la topographie dans le sens d'un surcreusement, attesté par le lac de Come et les vallées en auge. Les formes séniles

n'ont pu être préservées qu'au delà de cette altitude. En-dessous les formes aplanies les plus remarquables comme le sommet du Sasso Pelo (900 m), peuvent être attribuées au ponçage des glaciers quaternaires. Le Sasso Pelo a été recouvert par plus de 600 mètres de glaces au confluent des glaciers de la Valteline et du Val Livro.

Les deux exemples ci-dessus montrent à l'évidence, (et se vérifieraient dans les autres vallées) que l'attribution de replats à des cycles d'érosion tertiaires ne résiste pas à un examen attentif, soit qu'ils puissent être attribuès au creusement différentiel des glaces dans la montagne , soit qu'ils correspondent à des replats glaciaires ou des niveaux d'obturation latérale sur les bords du glacier. L'ampleur des glaciations quaternaires a effacé toute trace de niveaux d'érosion et les a rendu invérifiables si tant est qu'ils aient jamais existés.

3°) Le cas du Val Marcia.

On a vu ci-dessus que le réseau hydrographique se partageait entre l'Adda et le versant padan en fonction de la faille orobique, hormis là où l'érosion différentielle a favorisé un recul de la ligne de crête vers le Sud (zone du Pizzo Tre Signori) ou lorsqu'une fracture (Val Varrone) l'avait établi sur un court parcours parallèlement à l'axe de la chaîne orobique.

L'un des problèmes morphologiques les plus intéressants des Alpes orobiques est posé par le Val Marcia. Cette rivière affluente du Varrone défonce, à la Cima d'Olimo, le bombement du socle ancien encore recouvert de grès permiens et de schistes du Servino. Les affluents du Torrent Pioverna ne draînent que le court versant sud de ce bombement. Le tracé aval du Marcia peut être mis en rapport avec les multiples écailles qui jalonnent le bord du chevauchement orobique. L'ampleur du creusement doit être aussi mise en relation avec le creusement du Varrone plus précoce et plus actif que celui des rivières méridionales qui se dirigent vers la Valsàssina. A ces explications, il convient d'en ajouter une autre plus importante. Le glissement des masses charriées des Grigne s'est effectué progressivement. Or leur zone d'origine est précisément sur ces sommets du Monte Muggio et de la Cima

d'Olimo, où l'on trouve encore de larges placages de schistes werfeniens (Servino). Dans leur glissement vers le Sud, (Ière partie, chapitre 4, III, I) elles ont favorisé, leur front de recul étant face au Nord, l'action des cours d'eau vers le Nord - Nord-Ouest, c'est à dire l'actuelle vallée du Varrone, établie sur une fracture. De même le Val Marcia a été avantagé, jusqu'à ce que le glissement des Grigne se soit achevé, et que s'ouvre la Valsàssina. Elle apu s'établir plus précocement que le torrent Pioverna et reculer ses sources jusqu'au sommet du bombement sans être concurrencée alors que la mise en place des Grigne s'effectuait.

Le modelé du relief, en dépit du travail considérable des glaciers quaternaires, et les caractères du réseau hydrographique sont largement déterminés par la mise en place de cette partie des Alpes.

4°) La partie septentrionale du Lario : L'origine de la dépression du lac de Come dans ses rapports avec l'axe orobique.

Le problème général de l'origine du bassin lacustre de Come sera repris plus loin (chapitre 3 de cette 2ème partie), mais il convient de l'aborder dès maintenant pour sa partie amont, puisqu'il ouvre une large brèche méridienne dans l'axe orobique. La largeur du Lario n'est jamais inférieure à 2 kilomètres et atteint au maximum 3 kilomètres, exception faite des deltas de certains torrents. Le travail des glaciers n'est pas étranger à ce calibrage, mais ne peut à lui seul expliquer cette dépression. La gonfolite oligo-miocène de Come montre (chapitre 3, Ière partie) l'ancienneté du drainage de la Valteline par cet axe hydrographique. Le passage est-il dû à un simple abaissement d'axe dans la chaîne orobique, ou bien le tracé est-il influencé par des conditions structurales ?

Les grandes lignes du relief ne présentent pas de continuité de part et d'autre du lac. A l'est, les altitudes s'abaissent légèrement vers le lac, mais à l'ouest, la haute surface du Monte Bregagno se trouve à une altitude voisine de celle des cimes de la frontière italo-suisse, et se relève même légèrement vers le lac. La dénivellation entre Monte Muggio et Bregagno est de l'ordre de 300 mètres.

L'axe orographique du Cimone di Margno-Muggio ne trouve pas son prolongement dans celui du Bregagno-Cima Verla, mais est décalé vers le Sud, par rapport à celui-ci. Il en va de même pour le Legnone - Legnoncino dont la continuation se place sur le flanc méridional de la vallée du torrent Albano. La crête du Monte Cortafo n'en est pas le prolongement et se trouve elle aussi déplacée vers le Nord. Il n'existe pas, par conséquent, de continuité du socle de part et d'autre de la coupure que constitue le lac.

La continuité entre les deux rives est d'ordre lithologique : socle de micaschistes pour l'essentiel, avec une bande continue de gneiss le long du chevauchement orobique. Si ce dernier peut se prolonger de part et d'autre du lac, le prolongement des lignes de la structure s'arrête là. La fracture du Varrone n'a pas son équivalent sur la rive occidentale et la faille de Dongo apparaît par sa direction comme une diramation, un accident secondaire en liaison avec la ligne insubrique. A l'Ouest et à l'Est du lac, les Alpes orobiques sont structuralement des zones différentes. Elles ont réagi de façon originale aux efforts tectoniques plus violents à l'est, où le relief est plus élevé et où les Préalpes présentent d'importantes masses charriées. La coupure du lac de Come semble correspondre à une ligne tectonique méridienne déterminant deux zones de structure différente, mais dont le style tectonique est le même - failles inverses avec un chevauchement plus ou moins fort. La surrection tertiaire a dénivelé en la portant en altitude une surface permienne ou pré-permienne, recouverte par les grès du verrucano lombardo ; dégagée maintenant, elle forme les sommets du Muggio et du Bregagno.

Cette cassure méridienne (on pourrait en voir une preuve dans le tracé rectiligne des rives de cette partie du Lario) est le prolongement de la faille de Lecco dont l'existence est admise par les chercheurs qui se sont intéressés à la zone sédimentaire des Préalpes ou à la bordure padane (G. Nangeroni, P. Gabert). Elle se continue vers le Nord, par le lac de Mezzola et la vallée du Mera. Les styles structuraux différents du socle à l'est et à l'ouest du lac prouvent son antériorité par rapport aux grands mouvements tectoniques qui ont surélevé les Préalpes. Sa direction Nord-Sud laisse supposer une fracture permienne (Ière partie, chapitre I) ayant rejoué lors des phases orogéniques crétacées et tertiaires ; rejeu qui s'est manifesté dans la

partie méridionale du socle orobique par une surélévation de la rive occidentale par rapport au bord oriental (dénivellation Bregagno - Muggio). Cette remarque n'est cependant valable que pour ce secteur localisé car à l'est, le relief s'élève et les directions tectoniques Ouest-Est sont prépondérantes.

Nul doute que cette cassure constituant une zone de faiblesse tectonique, n'ait été utilisée par l'érosion dès que la surrection oligocène eut mis en place les Alpes penniques. L'ancienneté du drainage prouvée par les dépôts de la plaine lombarde, trouve dans l'étude des structures du socle ancien des éléments favorables à cette interprétation.

CONCLUSION

L'examen des structures comme celui des problèmes généraux a mis en valeur la part prépondérante de la structure et le rôle restreint des formes d'aplanissement. La dissection pré-quaternaire du relief était déjà bien avancée et l'on peut fortement douter que des aplanissements tertiaires aient existé. Le relief des Alpes orobiques presque entièrement structural a été profondément modelé par les glaciers quaternaires.

III - Le modelé quaternaire.

Les Alpes orobiques étaient dans l'ensemble suffisamment élevées pour abriter des glaciers sur toute la chaîne pendant les grandes phases de refroidissement. Mais la dispersion du réseau hydrographique due à la configuration générale défavorisait toute concentration des glaces. Dans le massif lui-même, la sculpture glaciaire est partout présente : elle est toutefois très différente dans le socle métamorphique où le glacier a travaillé dans un matériau homogène, et sur la bordure méridionale de la chaîne où les complications structurales lui offraient un milieu très hétérogène du point de vue lithologique. Ces mêmes conditions rendent compte d'une évolution morphologique post-glaciaire également assez différente.

A - Le modelé glaciaire du socle métamorphique.

LE socle de micaschistes et de phyllades ne compte que des bandes de gneiss clairs localisés sur le bord du chevauchement orobique et quelques intrusions cristallines (Monte Fioraro, Val Biandino). C'est donc au nord de la faille orobique, un milieu homogène du point de vue lithologique, mais affecté de cassures plus ou moins nombreuses. Il intéresse la plus grande partie des Alpes orobiques, et en quasi-totalité le versant septentrional. Le modelé général offre une unité indéniable tant par la sculpture des sommets et des cirques que par celle des vallées.

I°) Le modelé de la haute montagne , sommets et cirques.

L'homogénéité du socle métamorphique a eu pour corollaire l'absence de grands phénomènes d'érosion différentielle : verrous et ombilics sont rares ; et c'est l'altitude qui a déterminé en fonction de l'englacement une série de paysages où l'empreinte glaciaire est plus ou moins marquée, la structure n'intervenant que secondairement.

a) Les surfaces sans glaciers locaux du Monte Muggio et du versant oriental du Bregagno.

Ce sont des exceptions dans cette montagne où glaciers locaux et glaciers descendus de la partie interne des Alpes occupaient tout le paysage. Ces derniers ont façonné les bords de ces massifs trop bas pour avoir pu nourrir leurs propres appareils = c'est donc un modelé de versant de vallée glaciaire retouchant une haute surface par creusement de replats sur les bordures.

Une coupe de l'arête Nord-Est du Bregagno, entre le sommet et le delta de Dongo (figure 50), montre que le replat de 1700 mètres, limite inférieure des aplanissements sommitaux, surplombe les restes morainiques les plus élevés (ou morenico sparso) situés à 1500 mètres. L'attribution de ceux-ci à une glaciation pré-wurmienne (Mindel pour les chercheurs italiens, Riss et Mindel à la fois à notre sens) étant admise, ce matériel qui n'est pas en place mais a glissé le long du

versant, permet de considérer le replat supérieur comme le bord de la vallée glaciaire pendant l'extension maxima des glaces (Mindel). Au sud du Bregagno, les dépôts morainiques se trouvent à une centaine de mètres en-dessous du rebord de la surface sommitale. Cette interprétation ne doit être retenue que pour le versant oriental du Bregagno qui se trouvait sur le bord de la puissante coulée de glaces du Lario et dont le flanc très raide n'a pas abrité de glacier de cirque.

A l'est du lac de Come, le Monte Muggio présente les mêmes paysages d'un plateau bordé de replats et de flancs d'auges glaciaires. Le versant nord-ouest du Monte Muggio (Piani di Camaggiori) a été retouché, légèrement creusé par le glacier dulac de Come, dont les traces se retrouvent jusqu'à I500 mètres. Mais à l'est, le Pian di Giumello se trouvait au-dessus du glacier dont le niveau s'abaissait de I400 mètres au Matoch à I300 mètres, au maximum au-dessus de Margno. Le bord des surfaces du Muggio est un replat glaciaire, sauf au nord-ouest où la puissance du glacier lui a permis de déborder sur la surface sommitale. Au nord-ouest du Pian di Giumello, le replat de l'Alpe Ortighera recouvert de débris morainiques est à rattacher à une expansion maxima des glaciers (Mindel), tandis que celui de Colonia (II57 m) correspond au maximum würmien. Généralement, ce dernier n'a fait qu'emprunter et élargir les formes modelées par les glaciations précédentes.

b) Les cirques glaciaires en niches du Val Cavargna.

Dès que l'altitude atteignait I700 mètres, la montagne orobique a été englacée. Les cas cités ci-dessus du Muggio et du versant Est du Bregagno sontrares, et les glaciers locaux plus ou moins puissants, ont existé dans toute la chaîne. A l'ouest du Monte Bregagno, le relief ne s'élève guère au-dessus de 2000 mètres et l'englacement ne fut pas considérable, ce qui explique la présence de cirques très évasés, aux formes adoucies en vastes "niches" sous la crête assez peu découpée du Bregagno à la Cima Verla. G. Nangeroni (I969) avait observé que les cirques glaciaires étaient faiblement inscrits dans le relief du haut Val Cavargna, il les qualifiait d'embryons de cirques glaciaires et avançait l'hypothèse d'une action de la nivation, plutôt que des glaces, au moins dans certains cas. Le contraste est grand entre les faces Sud et Nord de la crête

Bregagno - Verla. Sur la première, les cirques glaciaires ont l'allure de niches aux flancs évasés et adoucis, placées sous la surface sommitale. Les formes restent molles et se raccordent progressivement à des sommets arrondis. La reprise d'érosion post-glaciaire mord déjà sur le plancher du cirque. Sur le versant Nord, les cirques glaciaires sont bien dessinés, les arêtes marquées et des formes de pyramides s'ébauchent vers les sommets.

La modicité des altitudes explique le faible développement des glaciers locaux et leur creusement limité, plus net cependant sur les versants Nord. En revanche sur les versants méridionaux, les glaciers locaux sont apparus plus tardivement et ont disparu plus précocement. Leur action morphologique a été moindre et a préservé les topographies séniles qui forment le fond de toile des paysages du Val Cavargna. Un paysage pré-quaternaire de hautes surfaces était peu favorable à l'installation de glaciers de cirques, la faible dislocation de ces blocs ne favorisait par le creusement glaciaire. Le socle de micaschistes et de gneiss se prêtait par contre à l'abrasion glaciaire. Ces considérations expliquent l'extrême médiocrité des dépôts morainiques et les formes adoucies du relief glaciaire de beaucoup de sommets, particulièrement sur les versants Sud. Celles-ci doivent bien être attribuées à des glaciers locaux, plus qu'à des phénomènes de nivation incapables d'engendrer des formes de creusement sinon par l'action de dissolution des eaux de fonte, condition qui ne peut être retenue pour le socle métamorphique de cette partie des Préalpes.

Ainsi les cirques glaciaires en niches paraissent résulter d'un triple concours de circonstance: topographie pré-glaciaire molle, altitudes peu élevées, matériel lithologique homogène favorable à l'abrasion.

b) Les cirques glaciaires en "baquets".

Au nord du Pizzo Tre Signori, du Corno Stella et du Pizzo del Diavolo, les vallées du versant septentrional sont taillées dans le socle et les sommets des interfluves sont plus élevés qu'à l'ouest du Bregagno, se situant vers 2000 à 2500 mètres en général. Les crêtes d'interfluves ont abrité des glaciers locaux plus puissants d'autant qu'ils se trouvaient sur une face Nord. Elles sont réticulées avec des

cirques rectangulaires en baquet : bien creusés, avec des arêtes élevées, mais sans contre-pente vers l'aval. Le rebord de l'auge glaciaire de la vallée principale se confond avec le gradin de ces cirques glaciaires latéraux en baquets. Les cirques sont uniformément creusés et leur profil transversal dessine une courbe concave tournée vers le ciel avant de se terminer sur la vallée par un rebord net. On ne peut mettre leur creusement en rapport avec un réseau de diaclases. Ce paysage "classique" de cirques glaciaires est bien développé par suite de l'homogénéité du matériel lithologique, et de l'altitude déjà élevée. Le long des vallées méridiennes, le gradin constitué par le bord externe du cirque sur la vallée principale est plus net à l'aval qu'à l'amont, car la puissance du glacier de vallée s'accroissait tandis que diminuait celle des glaciers de cirque des crêtes les plus basses. La continuité du replat glaciaire dans le matériel très homogène de ce versant est dû au calibrage de la vallée par le glacier principal et à un creusement de moins en moins actif des glaciers les plus bas.

Les plus beaux exemples se trouvent au nord du Monte Fioraro et de part et d'autre de la vallée du Bitto di Gerola Alta, notamment à l'ouest de ce village vers le Monte Rotondo - Cima Mellasca (feuille de Gerola Alta au I/25.000 n° I8 III SO).

d) Les cirques glaciaires en fauteuil et en "conque".

Dès que l'altitude dépasse les 2500 mètres, les cirques sont plus marqués: en général moins larges que dans le cas précédent, mais beaucoup plus creusés, dominés par des arêtes élevées et très découpées. Ils sont de forme allongée, creusés dans leur partie médiane et fermés vers l'aval par un gradin qui a déterminé l'existence d'un lac sous des pyramides très découpées. C'est le paysage du versant Nord de la crête sommitale des Alpes orobiques à l'est du Passo del Torseleto et jusqu'au Corno di Barbione.

Sur le versant méridional moins englacé, les formes sont moins accusées, les cirques sont larges, de forme arrondie, avec des pentes peu inclinées et toujours un matériel détritique (d'origine glaciaire ou péri-glaciaire) peu abondant. Le plus caractéristique est la haute vallée du Sellero, dessinant un cercle presque parfait, de 3 km de diamètre : le fond en est plat, remblayé par les eaux, les

versants légèrement concaves ont une pente moyenne de 45°. Moins parfait est le cirque de Venanodi Sopra (haut Val di Vo). Bien qu'ils évoquent les cirques en oules des Pyrénées, leurs dimensions nous font préférer le terme de "conque", le mot italien de Conca signifiant une dépression assez étendue. Leur allure générale fait penser à l'aménagement d'un bassin versant d'origine fluviatile par les glaciers, plutôt qu'à une forme typiquement glaciaire, car le creusement des glaciers est médiocre sur les micaschistes de ces versants méridionaux.

e) Les formes typiques de la haute montagne comme les faces en "badile" (G. Galibert, 1965) sont peu représentées sans doute à cause de la relative faiblesse des altitudes. Seul le Monte Legnone fait exception.

Il apparaît comme une pyramide altière dont la face sud est fortement creusée par les eaux courantes. Le versant septentrional présente des parois redressées de type "badile" (G. Galibert, 1965), tandis que les cirques glaciaires très surcreusés voient leur forme n'apparaître qu'en-dessous de 2200 mètres.

Mais ces parois abruptes sont dues à la structure : c'est un bloc soulevé jusqu'à plus de 2500 mètres relevé vers le Sud et basculé vers le Nord où les schistes cristallins passent sous les paquets de Trias et de Permien coincés sous la faille insubrique. Les glaciers quaternaires ont aménagé une disposition structurale.

Le cas du Legnone est une exception qui confirme la règle : dans les Alpes orobiques, le modelé de la montagne dans le socle métamorphique présente des aspects très classiques. Le creusement a été peu accentué à cause de la relative modicité des altitudes, mais il existe une graduation des formes en fonction de l'altitude et des oppositions de versants.

Les formes d'érosion post-glaciaire sont rares : les glaciers ont effectué un travail de ponçage très efficace qui donne des formes vallonées et adoucies : ni le relief, ni le matériel plus homogène et moins disloqué ne favorise l'action du gel. Elle n'est active que sur les parois nord des cirques glaciaires, donnant des coulées de pierres et quelques éboulis.

C'est une montagne aux formes peu vigoureuses où dominent sur un fond glaciaire les processus d'altération superficielle liés à la désagrégation physico-chimique de la roche : constitution d'un sol, buttes gazonnées, glissements localisés. L'activité morphogénétique est considérablement ralentie.

2°) Les vallées glaciaires - a) Vallées en U en vallée en V.

Les nombreuses vallées du versant nord, affluentes de l'Adda sont encaissées dans le socle métamorphique. Les unes et les autres sont, dans leur forme générale, remarquablement calibrées en auge car elles sont perpendiculaires au plan de schistosité et l'écaillage des versants est impossible à une grande échelle. L'homogénéité du socle explique aussi l'absence de verrou et une grande continuité de l'auge. Seule le Val Ambria fait exception, décrivant un coude au nord du lac de Venina : son tracé est influencé par le prolongement vers le lac du chevauchement de Porcile qui fait affleurer une bande de gneiss entre les pics Campaggio et Meriggio déterminant un verrou.

Mais les vallées sont bordées de replats recouverts ou constitués de matériel morainique, sur le versant de la Valteline comme dans les vallées, où nous prendrons comme exemple celle du Bitto di Gerola.

Sur Le bord de la Valteline, les replats les plus élevés vers 1700 mètres correspondent au rebord de l'auge du glacier de l'Adda. Les versants au-dessus de cette altitude ont été modelés par l'action moins puissante des glaciers de cirques locaux (figure n° 51). La rupture de pente des versants des Monts Olano et Pecoraro est imputable à ces actions différentes sans que l'on doive y voir les traces d'un ancien niveau d'érosion. Les replats en contrebas sont en rapport avec des phases de retrait du glacier de l'Adda. De même, dans la vallée du Bitto di Gerola Alta, sous le replat de 1700 mètres, on distingue une série de replats, s'abaissant du Sud vers le Nord, d'amont en aval (figure 52). Ils apparaissent dans le prolongement les uns des autres tout en dessinant quatre niveaux. Le matériel morainique comme le prolongement de ces replats sur les flancs de la Valteline, montre qu'ils doivent être mis en relation avec un abaissement progressif des glaces

de cette vallée depuis la fin du Würm ; ce retrait saccadé des glaces s'est accompagné d'épisodes de stabilisation. Dès que la vallée de l'Adda a été libre de glaces, les eaux des glaciers occupant encore les hautes vallées du versant orobique ont vigoureusement entaillé le fond de l'auge en fonction de la vallée de l'Adda, dont le niveau était plus bas qu'actuellement.

Le Val Varrone est par contre très différent. La vallée est parallèle au plan de schistosité des micaschistes relevés vers le Sud = elle présente un profil en V très marqué où les replats sont rares. La pente forte n'a pas permis le maintien d'importants placages morainiques et le creusement glaciaire a emporté de grands pans du versant. Il a peu accumulé. Les glissements de terrain sont fréquents, et comme le creusement post-glaciaire du torrent accentuent ce profil en V .
Un exemple moins typique peut être trouvé dans le Val Paisco à l'autre extrémité des Alpes orobiques.

La structure est fondamentale pour la compréhension du profil de la vallée dans ces terrains où le déblaiement glaciaire est efficace.

b) La dissymétrie peu accentuée des versants des vallées méridiennes.

De la crête sommitale, on est frappé par le parfait modelé glaciaire de ces vallées taillées dans le socle métamorphique, où ne se trouvent que de rares éboulis ou coulées de pierres. Une légère dissymétrie caractérise la vallée glaciaire : le versant oriental est légèrement plus long que son vis à vis, les cirques sont mieux marqués, le rebord de cirque plus large. Il faut y voir un effet de la précocité de l'installation des glaciers, et par suite de la présence de glaciers plus puissants que sur le versant tourné vers l'Est Sud-Est. L'apport des glaces du flanc droit de ces vallées tendait à repousser le glacier sur la rive opposée. L'inégal englacement des versants, selon leur exposition est un fait bien connu (Ière partie, chapitre n° 8). Une autre preuve est fournie par la vallée Lunga qui va se jeter dans le Bitto di Gerola à Tartano. Sur son tronçon Sud-Est - Nord-Ouest,

son versant méridional tourné vers le Nord est large, les cirques glaciaires sur la face nord du Monte Gavet, sont bien creusés alors qu'ils sont juste ébauchés sur l'autre rive tournée plein sud.

Si l'on tient compte des nuances apportées par la structure, l'altitude relative des sommets, la nature des glaciers (cirque-vallées) le modelé glaciaire apparaît comme relativement uniforme et cohérent. Il n'en va pas de même sur le versant méridional.

B - Les paysages glaciaires de la montagne en milieu hétérogène : le versant méridional;

Au sud du chevauchement orobique les efforts tectoniques donnent fréquemment une disposition structurale complexe avec imbrication des assises du Permo-Trias. Les différences de dureté y sont très grandes (cf. Ière partie). Les glaciers ont travaillé dans un matériel très hétérogène : il en est résulté un paysage très découpé qui n'offre pas l'ordonnance des cirques et des vallées vus plus au nord.

I°) Les cirques glaciaires se présentent souvent selon une disposition rayonnante autour d'une pyramide glaciaire constituée soit par des gneiss du chevauchement orobique (Corno Stella) soit par les grès permiens (Monte Cadelle, Ponteranica, Gleno..) ou les épaisses couches de schistes du Collio (Monte Coca..). On peut distinguer des cirques très différents selon les conditions structurales.

Des cirques assez vastes en bout de vallée (J. Tricart, 1962) ont une forme générale en hémicycle bien formé. Leur surcreusement central est dû à la présence d'un bourrage de schistes du Servino sous le chevauchement orobique, pour les vastes cirques de la face ouest du Corno Stella, et de la face est du Pizzo Rotondo. Celui de la face sud du Monte Cadelle est plus fermé, de forme circulaire, bien dessiné dans les gneiss.

Des cirques en gradins lorsque sous le sommet affleurent des couches permiennes et triasiques plus ou moins laminées. Les schistes

de Collio et du Servino ont été excavés, tandis que les gneiss du chevauchement orobique, les grès permiens constituent des replats circulaires.

A l'Est de Foppolo, les grands cirques en hémicycle des Monts Toro et Corno Stella présentent un profil en gradins. Le plus marqué de ces gradins correspond à des affleurements de gneiss plus durs, et moins laminés que la partie basse voisine du plan de chevauchement.

L'érosion différentielle est prépondérante dans ce matériel hétéroclite : le creusement a été inégal. Il rend compte des brusques dénivellations et de surcreusements localisés. Il trouve sa meilleure illustration dans le haut bassin du Serio (haut Val Bondione) où la grande diversité des assises lithologiques du Permien et la multiplicité des accidents tectoniques donnent un relief très accidenté.

Le lac du Barbellino correspond à un surcreusement glaciaire dans les schistes noirs du Collio redressés à la verticale, broyés et rendus friables par la tectonique. Les deux verrous qui le ferment sont constitués par les bancs redressés du conglomérat de base et des porphyrites. Le petit lac du Barbellino plus en amont, est dû au surcreusement des micaschistes du socle entre deux affleurements de phyllades. La Valle de la Malgina suit une faille, son bord oriental escarpé est taillé dans les phyllades vertes. Le lac du même nom est creusé dans les miaaschistes du socle, mais barré à l'aval par une barre de phyllades. Le col de l'Omo s'inscrit sur une bande de schistes noirs très redressés sur l'arête orientale du Pizzo del Diavolo. D'une façon générale, les cirques glaciaires, larges, bien surcreusés, de forme arrondie dans les schistes de Collio et les micaschistes du socle, prennent parfois (lac de Come, lac de la Malgina), la forme d'un entonnoir. Les vallées sont calibrées en auges (Val Morta, zone du petit Barbellino, Valle della Cerviera). Les verrous et les gradins de vallées portent de belles traces du passage des glaces : dos de baleine, roches moutonnées, stries, cannelures remarquables par leur fraîcheur vers la baita del Barbellino, entre les deux lacs de ce nom et dans le Val Cerveria.

Le relief du bassin du Barbellino est un des plus beaux reliefs glaciaires en structure non homogène.

Le modelé glaciaire n'a pas les formes douces, régulières des vallées septentrionales des Alpes orobiques, entièrement sculptées dans les gneiss et micaschistes, il est plus vigoureux, plus diversifié.

2°) Les vallées glaciaires sont également dépendantes de la structure.

- Les vallées en auge continue sont l'exception tant la disposition structurale ne favorise pas les affleurements continus de roches tendres. Ceux-ci existent mais sont réduits, de direction Ouest-Est et ont été le plus souvent médiocrement excavés par les glaciers suivant les grandes vallées Nord - Sud - Cependant le Val Biandino, à l'ouest du Pizzo tre Signori, est une auge glaciaire remarquablement calibrée et coutinue. Elle correspond à une disposition structurale exceptionnelle : sous le chevauchement orobique, une série d'écailles a provoqué un bourrage de schistes du Servino entre les conglomérats du verrucano lombardo formant la crête Nord (Sponda di Briondino) et ceux du Ponteranica constituant celle de Cima di Camisolo au sud.

- Les vallées en escaliers par une succession d'ombilics et de verrous sont la règle vu la disposition des assises permiennes compliquée par des chevauchements locaux au sud du chevauchement orobique. En plus du haut Val Bondione cité ci-dessus, il faut mentionner la haute vallée du Brembo de Foppolo coupée de verrous de grès permiens entre lesquels s'intercalent des bourrages de schistes werféniens.

- Les vallées en gradins, suite de paliers sans creusement intermédiaire caractérisent les flancs de l'anticlinal de Cedegolo dans sa partie occidentale : La voute de grès permiens a été débitée dans les vallées en une suite de grandes encoches lui donnant une allure de paliers. Les grandes diaclases d'origine tectonique sont à l'origine de ce macro débitage du glacier. Le Val Gleno en est l'exemple le plus démonstratif.

3°) Le relief mal dégauchi des grandes masses de grès permiens.

L'importance de ceux-ci constituant de véritables massifs, mérite que l'on s'y arrête plus longuement, d'autant que les formes y sont originales. Nous examinerons en détail le modelé du groupe Pizzo Tre Signori - Ponteranica (figure 53).

Au nord du Pizzo Tre Signori et du Giacomo, la puissance et la massivité des assises permiennes n'offrent que peu de prises à l'érosion. Le réseau s'articule en tronçons épars et mal organisés selon les accidents locaux. Seul le Val del Pescegallo apparaît comme largement déblayé. Les glaciations quaternaires n'ont fait qu'accentuer les contrastes pré-éxistants. Le creusement en une auge large du Val Biandino (dans les schistes werféniens) de celui de Gerola Alta (dans les gneiss du socle) ne trouve pas son équivalent dans la partie la plus élevée de la montagne, le massif du Tre Signori. Les vallées modelées par les glaces portent de magnifiques stries, présentent des roches moutonnées, des verrous polis par l'abrasion, mais elles restent étroites, coupées fréquemment de ressauts, somme toute grossièrement burinées par les glaces qui travaillaient difficilement dans un matériau très résistant. Ce n'est qu'au sortir de ce relief difficile que les formes sont plus caractéristiques : lacs de surcreusement de l'Inferno, de Trona ou du Sasso. En amont du lac Trona, on remarque deux auges glaciaires emboitées : dans l'auge principale de la vallée est entaillée une auge de dimensions plus modestes, mais bien calibrée. La présence d'une faille Sud-Est - Nord-Ouest a favorisé un creusement localisé lors d'une recurrence froide post-würmienne. Les cirques glaciaires sont eux-mêmes mal ébauchés ; seul celui du lac Rotondo de forme circulaire, due à la convergence de trois failles, marque un net surcreusement glaciaire ; ailleurs les pentes sont fortes, encombrées d'éboulis, sans formes caractéristiques, ils passent rapidement à des vallées par l'intermédiaire d'un replat inégalement buriné qui tient lieu de bord de cirque glaciaire.

A l'est du Passo Salmurano, le relief est plus aéré, les crêtes élevées s'articulent en de longues ramifications qui enserrent des cirques bien dessinés. Si l'épaisseur des conglomérats n'a pas diminuée, leur extension s'est considérablement réduite. Le creusement a été

facilité par les affleurements de schistes du Servino pris sous les chevauchements orobiques et de San Giacomo qui se rencontrent au sud du col de San Marco. Les cirques glaciaires à peine esquissés sur le flanc méridional extrêmement abrupt du Tre Signori s'inscrivent ici dans les schistes de Collio entre les arêtes de grès du verrucano (Monte Minuccio, Monte Foppa) et le Ponteranica.

Si les formes de creusement glaciaire sont mal dégagées dans les masses de conglomérats permiens, les arcs morainiques sont rares. Le plus souvent les glaciers ont abandonné pêle-mêle, çà et là, un matériel très grossier. Par contre, l'érosion post-glaciaire est importante : coulées de pierres, éboulis formant parfois de vastes cônes (comme sur la face Ouest du Pizzo Trona), moraines de névés, sont nombreux au point de masquer partiellement les versants et les fonds de vallées creusés par les glaciers. Il n'est pas toujours aisé de faire la part entre ce qui revient aux éboulements et aux restes morainiques. La déglaciation très récente peut expliquer la prépondérance des formes liées à la cryoclastie, mais elles sont dues aussi aux accidents tectoniques, aux diaclases engendrées par les efforts tectoniques et la décompression post-glaciaire. Elles sont autant de fissures exploitées par la gélifraction. Ces formes "périglaciaires" de haute montagne sont plus abondantes dans les schistes du Collio, finement lités, très ployés par la tectonique que dans les conglomérats massifs.

ψ) L'importance de l'évolution morphologique post-glaciaire.

Les surcreusements localisés créant des pentes abrutes, l'hétérogénéité lithologique, la présence fréquente d'un réseau dense de diaclases d'origine tectonique (hormis dans les grès où les mailles sont plus lâches) favorisait l'action de la cryoclastie. Son importance a été accrue par la position en adret multipliant les alternances de gel et dégel.

On vient d'en voir quelques exemples dans la région du Tre Signori, mais partout la gélifraction est active, constituant essentiellement des cônes d'éboulis.

Dans le haut Val Bondione, le retrait des glaciers a laissé le champ libre à une gélifraction très active, La schistosité des couches du Collio, le grand nombre d'accidents mineurs (petites failles), une orientation généralement plein Sud ou Ouest, Nord-Ouest facilitent son action. Les bas versants se couvrent de coulées de pierres et surtout de cônes d'éboulis qui sont la forme dominante, très nombreux sur les faces Sud comme celle du Pizzo del Diavolo, ou Est (Pizzo di Redorta), moins abondants en face OUest (Coca) ou Nord (Cimone).

Les coulées de pierres sont moins fréquentes. Elles se localisent au pied d'escarpements fournissant par leur friabilité (d'origine tectonique ou lithologique) d'abondantes quantités de débris fins, remis en mouvements par solifuxion sur les pentes très fortes.

Les grandes coulées de pierres du versant Sud-Est du Monte Cadelle en sont le plus bel exemple : les matériaux donnés par les gneiss fracturés de la base du chevauchement orobique sont entraînés le long du versant par des glissements en masses qui leur donnent une allure lobée, dans la partie la plus basse.

Les glaciers rocheux sont presque absents de cette partie des Alpes. Aussi bien l'examen des photographies aériennes que les recherches sur le terrain n'ont permis d'en déceler qu'un seul exemple immédiatement à l'est du Passo San Marco : l'abondance des débris sur une pente pas très inclinée a favorisé la formation d'un amas rocheux mis en mouvement lors d'une récurrence froide. Mais c'est un phénomène mineur à côté des grands glaciers rocheux des Alpes Maritimes (M. Julian, I966).

Par contre la multiplicité des arcs morainiques bordant les cirques glaciaires, la présence fréquente de moraines de névés, montrent le rôle primordial des glaciers dès qu'un refroidissement se fait sentir. Dans cette montagne moyennement élevée (entre 2000 et 3000 mètres) mais très humide, un refroidissement se manifeste par la reconstitution de névés et de glaciers. Il y a bien sûr un accroissement de la gélifraction mais ses débris sont très vite repris en charge par l'avancée des glaces. Comme dans l'Adamello ou les hauts massifs calcaires, les formations rocheuses mobiles (coulées de pierres et surtout

rock glacier) sont exceptionnelles, liées à une surabondance localisée des débris cryoclastiques. De même les moraines bordant les cirques sont localisées aux abords du Monte Cadelle et à l'ouest du Monte Toro, vers 2250 mètres, affectées de glissements sur les versants leur donnant un aspect de guirlandes. Mais on ne retrouve pas dans cette montagne bien poncée d'étagement de cordons morainiques permettant d'établir une série de stades tardi-glaciaires. Une telle tentative ne reposerait sur aucun fondement sérieux. Elle n'a jamais été tentée par nos prédécesseurs. Les moraines de cirques à 2250 mètres marquent un ultime stade, bien antérieur à la poussée glaciaire du XIXe siècle, sans qu'il soit possible de le dater de façon précise.

CONCLUSION

Les Alpes orobiques présentent une grande diversité de paysages morphologiques, des hautes surfaces de l'Ouest aux fronts de chevauchement de la partie centrale et orientale. Les mouvements verticaux de surrection de l'axe orobique se sont accompagnés de poussées tangentielles de direction Nord Sud d'intensité variable qui ont été le point de départ des glissements des masses charriées de calcaires triasiques. A une première phase de plis (Cedegolo, Cabianca) et de failles longitudinales ou parfois transverses (Val Bondione) a succédé une phase de poussée tangentielle. L'érosion a accompli un énorme travail de démolition, enlevant sur les sommets, les couches permiennes, hormis là où elles présentaient une épaisseur et une résistance considérable (Ponteranica), ou bien quand la structure a contribué à les préserver (sous un charriage, dans un graben, ou en un lourd anticlinal en contrebas de la crête orographique). Il n'est pas possible de retrouver la trace d'aplanissements tertiaires. Les surfaces aplanies de l'Ouest sont en rapport avec le déblaiement de la couverture permo-triasique.

Si les derniers soubressauts de l'orogénie tertiaire sont récents, la mise en place et les premiers mouvements tectoniques sont plus anciens comme le montre le travail de l'érosion et la multiplicité des phases tectoniques décelables dans certains secteurs. Les efforts orogéniques ont été partout violents mais inégaux, selon les lieux : maxima dans les zones du Tre Signori, du Haut Brembo et du Val Bondione où ils ont été générateurs des masses charriées que l'on trouve en avant dans la zone sédimentaire des Alpes lombardes. On peut affirmer que les zones les plus élevées sont bien celles où les plus fortes poussées orogéniques se sont exercées, déterminant la ligne actuelle de partage des eaux, entre les deux versants, mais les cassures, l'inégale résistance des roches ont localement favorisé son déplacement soit vers le Nord, soit vers le Sud, par rapport au chevauchement principal. Ces exceptions toutefois ne se prolongent que très brièvement et n'infirment en rien le rôle principal du chevauchement orobique dans

la détermination de l'axe orographique majeur.

Le relief actuel des Alpes orobiques dépend dans son allure générale de la structure et de la lithologie.

La dissymétrie de la chaîne tient à des poussées tangentielles vers le Sud, récentes et puissantes, qui ont déterminé un versant méridional plus court et plus abrupt.

Les zones les plus élevées correspondent aux fronts de chevauchement les plus importants et aux roches les plus résistantes (grès et conglomérats du Permien) mises en valeur par l'érosion qui a déjà largement déblayé les assises schisteuses.

Le modelé glaciaire, avec des particularités locales, est très différent de part et d'autre de la ligne de partage des eaux : au nord, en vallées bien calibrées, en larges cirques bien dessinés dans le socle métamorphique ; au sud, en cirques étroits, accidentés, débouchant sur des vallées courtes, mal façonnées par suite de l'hétérogénéité du matériel.

La "haute montagne orobique" n'est pas "empierrée", ennoyée par les apports post-glaciaires. Les formes majeures au nord, comme au sud sont dus au creusement, des glaciers quaternaires, mais sur le versant méridional, les conditions font qu'il existe une couverture superficielle assez abondante mais clairsemée de débris cryoclastiques. En ce sens elle appartient au domaine alpin sans contredit par opposition au milieu méditerranéen au froid plus sec, à la montagne plus pierreuse, toutes conditions d'altitude et de structures étant égales.

CHAPITRE 2

LES CONTREFORTS MERIDIONAUX DES ALPES OROBIQUES ET LEURS CONTACTS AVEC LES PREALPES SEDIMENTAIRES

La chaîne orobique est d'abord un axe orographique ouest-est ; si les éléments du socle cristallophyllien y dominent largement, ils incorporent des couches sédimentaires permo-triasiques qui sont les témoins de l'ancienne couverture. Les placages de schistes werféniens ou de calcaires anisiens montrent à l'évidence qu'il convient de voir ici la zone d'origine des masses triasiques charriées sur les Préalpes sédimentaires. Cette relation importante entre Préalpes sédimentaires et chaîne orobique montre tout l'intérêt d'une étude du contact entre ces deux éléments essentiels de la structure des Préalpes. La limite Préalpes sédimentaires - Alpes orobiques n'est pas toujours nette dans le relief et correspond rarement à une limite géologique socle métamorphique / terrains triasiques. Ce cas n'est réalisé qu'aux deux extrémités = Val di Scalve à l'est, bordure du Bregagno - Cima Verlà à l'ouest. Ailleurs d'épaisses couches de schistes du Servino restent accolées au socle ; des bombements du socle laissent apparaître celui-ci dans les vallées du Brembo où des massifs de calcaires dolomitiques se juxtaposent à la chaîne orobique. L'érosion, et particulièrement le creusement linéaire des rivières, ont exploité les situations les plus favorables, dégageant des sillons longitudinaux. Là où l'enchevêtrement des éléments est complexe, l'évolution n'a pu aboutir qu'à un creusement limité. C'est sur une notion de relief plus ou moins mis en valeur par l'érosion en fonction des conditions structurales que se fondera la distinction entre contacts francs par sillons longitudinaux, et contacts complexes avec ébauches locales de sillons.

I - LES CONTACTS PAR SILLONS LONGITUDINAUX -

Les sillons longitudinaux restent localisés, ils ne prennent un certain développement que dans la Valsàssina à l'ouest, le Val di Scalve et son prolongement occidental le Val Nembo. Cette constatation d'un travail limité de l'érosion ne tient pas seulement à des conditions locales de structure plus propices, mais prouve une installation du drainage dans le sens longitudinal (Ouest-Est) relativement récente, et plus tardive que le drainage méridien Nord-Sud attesté par les dépôts crétacés et tertiaires (Ière partie). Ce drainage n'apu se mettre en place qu'après le charriage des grandes masses de calcaires et de dolomies du Trias, dont le glissement progressif vers le Sud a finalement abouti au dégagement du contact socle - bordure sédimentaire. Il est postérieur aux grands mouvements orogéniques de la fin du Miocène et a été facilité par le relèvement villafranchien de la montagne. L'étude particulière des deux sillons confirme ces observations d'ensemble.

I°) La Valsàssina : une vallée d'origine structurale modelée par les glaciers quaternaires.

Entre Introbio à l'est et son débouché sur le lac de Come à Bellano, la Valsàssina, drainée par le torrent Pioverna, apparaît comme une vallée longitudinale de direction Est-/Sud Est - Ouest/ Nord Ouest de quelques I4 kilomètres de long. Toutefois, la largeur du fond alluvial ne dépasse pas I km, et se réduit à quelques centaines de mètres dans sa partie occidentale, où elle traverse les gneiss du socle orobique. A l'est, elle est coupée par la faille de Valtorta et par sa structure s'apparente avec le contact de la zone méridionale du Pizzo Tre Signori.

L'origine structurale de la Valsàssina est indéniable. Elle correspond à une déchirure dans les assises plastiques des schistes du Servino, déchirure provoquée par le soulèvement orobique et le glissement en masses homogènes des Grigne (Ière partie, chapitre 4, III, figure n° 2I). Sa bordure septentrionale, encore recouverte de grès permiens et de schistes werféniens charriés sur le socle orobique (Cima

d'Olimo) ou dépourvues de toute couverture (Cima Muggio) est bien la zone d'origine des masses allochtones des Grigne. L'ouverture de la vallée a coincidé avec la mise en place définitive de la Grigne Nord, dont le versant septentrional est le front arrière de cette masse chevauchante détachée de son substratum. L'érosion a très rapidement utilisé cette zone de faiblesse structurale et lithologique, faisant reculer le flanc Nord de la Grigne qui repose sur le soubassement de schistes du Servino, épargnant relativement le versant orobique plus solide (grès du Verrucano, gneiss clairs). L'axe de la vallée ne se trouve plus sur le plan de charriage qu'il aurait pu suivre dans son recul vers le Sud, mais il est décalé vers le Nord par rapport à celui-ci : entre Introbio et Taceno il s'inscrit dans les schistes cristallins du socle, et plus à l'ouest dans les gneiss. Le replat de Costa Panic-Sassi Rossi, sur la rive méridionale à l'ouest d'Introbio, est dû à l'affleurement des grès du Verrucano, dont la résistance fixe l'axe orographique dans le socle ancien. Le versant de la Grigne Nord n'évolue guère que sous l'action des torrents qui en descendent, nullement sous l'effet du sapement d'une rivière longitudinale.

Il est certain que la barre de Verrucano a contribué à fixer le cours épigénétique du Pioverna sur le flanc de la chaîne orobique, en entravant son glissement vers le Sud, le long de la bande de schistes werféniens. Cependant, l'action des glaciers a joué un rôle déterminant. La Valsàssina a été occupée très tôt par les glaciers alpins, comme le prouvent les dépôts de Fucine - Barzio (G. Nangeroni, 1950 ; M. Chardon, 1969) attribués au Günz. Les premiers glaciers ont emprunté une vallée moins large, un peu moins creusée et le versant méridional se situait un peu plus au nord. Les glaciers ont peu retouché la barre de verrucano qui forme outre le replat des Sassi Rossi, le verrou de Baiedo. Ils ont par contre surcreusé les micaschistes et élargi latéralement une vallée pré-villafranchienne, approfondie à son emplacement. Le travail des glaciers dans les Alpes orobiques vient soutenir cette hypothèse, les exemples les plus parfaits de vallées en auge se trouvent dans les gneiss et micaschistes du socle où le glacier creuse bien, tandis que les grès n'offrent que des entailles grossières. Les eaux sont maintenant prisonnières de cette situation et empruntent un fond d'auge approfondie à plusieurs reprises par les glaciers quaternaires, à partir d'un tracé ancien.

Le sillon de la Valsàssina, d'origine structurale, a été profondément modifié par le creusement de la diffluence glaciaire venue du Lario. La partie centrale de la vallée a été surcreusée, remblayée pendant le retrait des glaciers et dégagée ensuite par le creusement du Pioverna. Celui-ci doit franchir à l'aval un verrou de diffluence taillé dans les gneiss du socle. Entre Taceno et Bellano, le plan de charriage de la Grigne Nord redouble les couches du Servino à la base du massif. Mais son relèvement d'Est en Ouest, de 500 mètres à Cortenuova, à plus de 700 mètres vers le Monte Galbiga, ne favorisait pas un draînage vers le Lario, mais vers l'Est, attesté par les dépôts villafranchiens de Fucine et des abords de Lecco. A l'origine, la couverture charriée accolée au socle se trouvait à une altitude plus élevée qu'à l'Est. L'échancrure d'origine structurale pré-Villafranchienne a été élargie par les glaciers pour donner le passage actuel, car la coulée de glaces principale, diffluence du grand glacier de l'Adda, s'écoulait d'Ouest en Est. Le creusement d'abord facile dans les schistes werféniens a buté contre le socle de gneiss chiari où il s'est fait avec difficulté, mais a été suffisant pour attirer le drainage vers le lac.

Vallée d'origine structurale, la Valsàssina a été inscrite sur son emplacement pré-quaternaire par le creusement de la diffluence glaciaire venue du lac de Come, d'où sa position au nord de l'affleurement du plan de charriage des Grigne. Le creusement glaciaire a orienté vers le lac le drainage que la structure avait établi primitivement vers l'Est.

2°) Le Val Nembo - Val di Scalve.

Entre le Passo della Manina à l'ouest et le Passo di Giovetto à l'est, s'ouvre sur plus de 20 kms le sillon le plus continu des Préalpes lombardes. Les conditions structurales expliquent l'ampleur du creusement qui s'est fait à partir de la gorge de la Via Mala (torrent Dezzo).

Sur le flanc méridional de l'anticlinal de Cedegolo, les assises permo-triasiques autochtones ont été abaissées par le relèvement de l'axe orobique avant le glissement vers le Sud, des masses

charriées du Camino et de la Concarena, dont la position anormale a été mise en évidence par les travaux de R. Rossetti (1966). C'est sous l'effet de ces efforts conjugués qu'un cisaillement s'est produit dans les terrains autochtones de la base du Trias, sur le flanc inverse de l'anticlinal de Cedegolo - la faille du Val di Scalve (L.U. de Sitter, 1949 ; R. Rossetti, 1966) est une déchirure avec abaissement du compartiment méridional supportant les masses charriées. La dépression a été créée (figure 53) d'abord par la mise en place de ces masses et la faille de Val di Scalve a favorisé ensuite l'action de l'érosion. Il est impossible pour les raisons invoquées dans la 1ère partie (chapitre 4) de ne pas admettre la succession de ces évènements. On peut d'ailleurs se demander si la faille du Val di Scalve ne se poursuit pas vers l'Ouest dans le Val Nembo. L'abondance des apports détritiques quaternaires masque toute observation directe. Sur le flanc sud de l'anticlinal de Cedegolo, les couches de schistes du Servino sont fortement redressées, et un hiatus de près d'un kilomètre les sépare de calcaires anisiens de la Costa di Valnotte.

Les schistes du Servino redressés par la tectonique, cassés par la faille du Val di Scalve et son prolongement occidental, fournissaient des conditions optima pour un creusement linéaire important. Celui-ci est la forme la plus évidente du travail des glaciers dans les régions élevées et préalablement creusées par les eaux. Celles-ci de leur côté trouvaient dans ces couches friables du Servino une profonde bande de terrains tendres où leur action de creusement vertical était imposée par le creusement du Dezzo, qui rejoint la vallée de l'Oglio vers Darfo. A l'extrémité orientale du Val di Scalve, le Passo di Campelli tient lieu à 1892 m de col sur la ligne de partage des eaux entre Val di Scalve et bassin du Torrent Clegna. Dans le bassin de celui-ci, se développe un creusement particulièrement actif dans les schistes du Servino et les terrains très mylonitisés du soubassement de la masse charriée de la Concarena. Cependant, l'ampleur du creusement du Dezzo di Scalve et de ses affluents est plus considérable : bassin de 15 kilomètres de long contre 5 pour le Clegna. Le creusement même de ce torrent a été moins

actif que celui de l'Allione, qui immédiatement au nord, a ouvert le Val Paisco dans le bombement de Cedegolo.

Deux causes d'ordre structural rendent compte de cette anomalie. A l'est du Monte Gardena, le flanc méridional de l'anticlinal de Cedegolo présente des pendages moins forts et la série n'est pas cassée par une faille qui prolongerait celle du Val di Scalve s'arrêtant vers le lac dei Campelli (R. Rossetti, 1966). La série peu disloquée des grès du verrucano et des calcaires anisiens sur le sommet et le flanc méridional de l'anticlinal du Val Paisco ont défavorisé le creusement.

Mais la raison essentielle tient à la présence de la masse charriée de la Concarena. Son volume actuel ne représente qu'une faible partie de la masse originelle qu'il serait aventureux d'évaluer. Actuellement elle se retrouve jusqu'au Passo dei Campelli ; mais auparavant elle s'étendait plus au nord et au nord-est, comme le prouvent les énormes masses éboulées au Piz degli Orti et au Nord d'Ono San Pietro. Le volume de matériaux à dégager devait être considérable pour le Clegna, même en dépit de conditions propices. Celui-ci a contribué à préserver les calcaires anisiens autochtones et les schistes du Servino qui forment la crête qui va du Monte Campione au Monte Elto. Le front Nord de la masse charriée originelle de la Concarena se trouvait sur cette ligne et fixait le drainage sur l'emplacement actuel du Val Paisco, en dépit de conditions très défavorables (assises permiennes très épaisses, ployées anticlinalement). L'axe du Val Paisco se trouvait ainsi entre le chevauchement de Gallinera au nord et le front septentrional de la Concarena quand s'est achevée sa mise en place. L'avantage acquis par l'Allione tient à son antériorité par rapport à ses concurrents installés plus au Sud. Cet avantage a été accentué par le travail des glaciers quaternaires. La haute vallée du Clegna peu développée en superficie n'a guère été empruntée que par les glaciers locaux de la face nord-est de la Concarena, et des versants sud des Monts Campione et Cuel, dont les altitudes ne dépassent qu'exceptionnellement les 2.200 mètres. Le Val Paisco et le Val di Scalve bénéficiaient d'un englacement plus considérable sur le flanc sud de la chaîne orobique, et les versants nord qui vont du Pizzo Camino au Monte Elto. Actuellement avec le recul et le démantèlement de la face septentrionale de la Concarena, la disparition des glaciers

et la prépondérance du creusement par les eaux courantes, l'avantage acquis par le torrent Allione est concurrencé par les deux autres rivières (Clegna et Dezzo) travaillant dans des conditions plus favorables.

L'ouverture des sillons est postérieure à la mise en place des grandes masses charriées. Ces conclusions s'accordent avec l'étude des klippes du Val Nembo (Ière partie, chapitre 4) montrant que le creusement de la vallée était en cours quand les derniers glissements se produisaient. Nulle part ailleurs, en dépit d'une similitude dans le relief et la disposition, on ne trouve des conditions lithologiques et structurales favorables au dégagement d'un large sillon : faible développement des assises schisteuses et marneuses, épaisseur des faciès résistants (grès, calcaires, dolomies), pendages très forts, présence de masses charriées formant soit un bord de la dépression (Grigne), soit se trouvant à son contact immédiat (Concarena). Ces conditions défavorables expliquent que les cassures et les complications structurales caractérisent la bordure méridionale des Alpes orobiques.

II - LES CONTACTS COMPLEXES LE LONG DE GRANDES FRACTURES SANS SILLON LONGITUDINAL -

La diversité des cas répond à des situations locales en rapport avec les mouvements tectoniques et le matériel lithologique de la bordure sédimentaire. Une étude régionale s'impose, elle divisera la bordure des Alpes orobiques en trois secteurs : les régions de contact à l'ouest du lac de Come, les contreforts orobiques et leurs bordures du Passo della Manina à l'est, au dôme de Trabuchello à l'ouest, les bordures entre le dôme de Trabuchello et la Valsàssina où la complexité est la plus grande.

I°) Les contacts par faille à l'ouest du lac de Come. (figure 54).

L'originalité des montagnes lombardes à l'ouest du lac de Come apparaît aussi dans le contact du socle avec sa bordure. Le sillon longitudinal de la Valsàssina n'a pas son équivalent sur la rive occidentale du lac. De hauts massifs de dolomie principale du Sasso Grande au Monte Grona jouxtent le socle ancien. Leurs cimes rudes et découpées

dominent les bas versants de schistes cristallins aux formes adoucies. Le contact se fait le long de la ligne orobique qui est ici une faille verticale. L'absence de sillon est due essentiellement aux conditions lithologiques sur la bordure de la plate forme de Lugano, les couches schisteuses et calcaires de la base du Trias sont minces. Elles n'ont pu jouer le rôle de plan de glissement et n'ont pas offert à l'érosion différentielle des possibilités de creusement sur la bordure du socle. Les énormes masses de dolomie principale sont rigides, et ont réagi aux poussées orogéniques du socle par des cassures multiples. L'accident majeur s'est localisé au contact socle / couverture par la grande faille de la ligne orobique.

Un très grand nombre de failles affecte les blocs dolomitiques de la bordure, comme le montrent les relevés détaillés de P. Lehner (I952), de D. Bernouilli (I964) et l'étude des photographies aériennes (cf G. Nangeroni, I969). La direction dominante Ouest-Est, en rapport avec la ligne insubrique, détermine une série de gradins s'abaissant vers le sud. Mais elle est coupée d'accidents Sud-Est Nord-Ouest, ou Nord-Est, Sud-Ouest de moindre rejet, liés aux tensions engendrées dans la masse dolomitique rigide par la surrection du socle (carte générale n° I). Les coupes publiées par P. Lehner montrent que ces accidents verticaux recoupent les plis lourds des couches du Trias. Les cassures se sont produites lors d'une deuxième phase tectonique caractérisée par des mouvements verticaux importants (surrection définitive du socle orobique ?), après que des premiers mouvements tectoniques aient gondolé et gauchi la couverture. Les failles ont déterminé des zones de faiblesse utilisées par l'érosion : ravins, cols, gorges, tandis que les masses moins disloquées et plus surélevées forment les sommets bordant la ligne orobique. Les grandes vallées de direction méridiennes ne sont que localement en rapport avec les accidents tectoniques. Hormis le torrent Solda, elles sont établies à la fois sur le socle et la couverture triasique. Seules les rivières secondaires suivent des cassures. Leur tracé est en rapport avec l'escarpement de faille originel du socle orobique, aujourd'hui sérieusement démantelé par l'érosion. Le réseau hydrographique a été attiré vers le Sud par les blocs abaissés en gradins et le surcreusement de la bande de schistes du Rhétien, qui forment le prolongement oriental du lac de Lugano à l'est de Porlezza.

D'une façon générale, les dolomies du Norien apparaissent en relief le long de la faille orobique formant un promontoire escarpé au-dessus des micaschistes du socle. La ligne de contact avec une bande de mylonites et de schistes carbonifères (figure 54 a) a été utilisée par les cours d'eau qui y ont taillé un véritable chenal de ligne de faille sur les deux versants des vallées méridiennes. L'inversion de relief le long de la ligne insubrique se vérifie aussi aux deux extrémités. A l'ouest, la dolomie norienne surplombe des couches de Trias inférieur reposant en position normale sur le socle ancien, notamment au nord de la Cima di Naresso et du Sasso Grande. La faille orobique voit son rejet diminuer fortement vers l'ouest, mais l'inversion persiste et s'accentue à l'ouest du haut Val Cavargna où le Cassarate et ses affluents, établis le long de la faille de Lugano, ont évidé le socle métamorphique ancien (Valle di Colla). Dans la région centrale, à l'est de la ligne de partage des eaux qui va de la Bocchetta San Bernardo au Monte Gazzirola, elle est moins avancée à cause d'un drainage moins concentré et moins efficace, par suite des difficultés rencontrées par les rivières dans les contreforts dolomitiques. Le Monte Bregagno et la Costa del Bregagno se rapprochent de la ligne insubrique au droit du Monte Grona. L'érosion a été plus active à l'ouest que vers l'est, mais ceci semble être en relation avec un soulèvement moins accentué comme le montre la présence de couches triasiques en position normale, sur le socle orobique.

A l'extrémité orientale, l'apparition des schistes du Servino et des calcaires et dolomies de l'Anisien - Ladinien n'apporte aucune modification fondamentale. Le contact se fait par une faille utilisée par l'érosion, et les cimes du Motto Sasso Rancio sont des escarpements de ligne de faille de sens inverse.

Le contact entre le socle et les massifs de Trias dolomitique se fait le long d'une ligne de faille, avec au sud un escarpement de ligne de faille inverse, marqué et continu. Au nord, le bloc soulevé plus fortement à l'est qu'à l'ouest, a fortement reculé par rapport à l'escarpement originel, d'où une inversion de relief le long du contact. Les replats parsemant ces reliefs découpés sont dus à des faciès plus marneux au sein de la masse de calcaires dolomitiques, ou des zones fissurées élargies par l'érosion ; ils sont souvent remblayés de formations morainiques apportées par la diffluence du glacier de l'Adda.

Comme plus au nord, il est difficile de les raccorder et d'y voir les traces d'anciens niveaux d'érosion.

2°) Les contreforts orobiques et les ébauches de sillons le long de la faille du Valcanale, entre le Passo della Manina et le dôme de Trabuchello.

Entre ces deux points, le contact entre les Alpes orobiques et leur bordure se fait par un accident majeur de la structure des Préalpes, la faille de Valcanale. Elle se situe au contact entre les couches permiennes et les calcaires anisiens. Non seulement elle apparaît comme une rupture à la base du Trias, mais délimite à l'est du Serio des régions de tectonique très différente.

a) A l'est du Serio, un accident ancien difficilement utilisé par l'érosion (carte générale 2).

A l'est de la vallée du Serio, la faille du Val Canale est la limite entre les blocs dénivelés de direction méridienne du haut Val Seriana (horst de Bondione, graben de Vigna Soliva) et les montagnes de calcaires triasiques autochtones de la Sponda Vaga etdu Pizzo di Petto. Les failles méridiennes du haut Serio ne se poursuivent pas au sud de la faille de Val Canale où domine une structure monoclinale à pendage vers le sud. La faille Sud Ouest - Nord Est de Val Canale est antérieure à celles-ci et apparaît comme un accident ancien peut être en rapport avec les premières tensions orogéniques (phase crétacée ?). C'est une faille normale avec un compartiment méridional abaissé qui a créé un relief bas, propre à attirer les glissements en masses sous l'effet de la gravité, lors des phases orogéniques postérieures. Les grandes masses de Cima di Timogno, Ferrante et Presolana sont au sud de cet accident. Le jeu précoce de cette faille a eu pour résultat d'enfouir à l'ouest du Passo della Manina les couches de schistes werféniens qui en Val di Scalve ont servi de plan de cisaillement et ont été creusées par l'érosion. Au sud de la Sponda Vaga, l'accident est suivi par le haut Val Sedornia dans son tracé Nord Sud et la Valle Spinati ; mais dans les deux cas il ne s'agit que de talwegs étroits.

Entre les masses charriées du Cornù et de la Cima di Timogno au sud et les versants de grès du verrucano au Nord (Costa Magrera, M. Calvera), les rivières se sont enfoncées médiocrement dans les calcaires autochtones anisiens et ladiniens à faible pendage. Le sillon longitudinal du Val Nembo s'arrête au col de la Manina car les conditions structurales défavorisent un creusement vertical, vers l'ouest, en dépit d'un niveau de base très bas et très proche, celui de la vallée du Serio. L'observation faite dans la Ière partie, selon laquelle les pendages forts favorisent les creusements verticaux prééminents en montagne lorsque les couches tendres sont peu représentées, se vérifie dans ce cas par la négative, alors qu'à l'ouest du Serio elle trouve une autre illustration en sens inverse. Il faut y ajouter l'absence de grand organisme glaciaire pendant le Quaternaire.

b) Les ébauches de sillons longitudinaux : le Val Canale et la vallée de Roncobello.

(I) Les contreforts méridionaux des Alpes orobiques, les massifs des Monts Becco et Cabianca.

Entre les hautes vallées du Serio et du Brembo, les massifs du Becco et du Cabianca forment une zone élévée et massive en avant de la chaîne orobique proprement dite. Ils correspondent à l'est au flanc occidental du bombement de Cabianca qui fait affleurer le socle métamorphique entre Gromo et Fiumenero (bombement de Grabiasca) dans la vallée du Serio. A l'ouest un bombement de moindre envergure dont le centre se trouve à Trabuchello sur la vallée du Brembo, est traversé par cette rivière.

Il s'agit d'un bastion large et élevé de couches permiennes (schistes de Collio et grès du verrucano pour l'essentiel). Au nord, la vallée du Brembo de Carona s'inscrit en contrebas du chevauchement orobique, dans les ardoises permiennes. Vers le Sud, une forte flexure abaisse rapidement les grès permiens qui constituent le versant des vallées de Roncobello et de la Val Canale (figure 55). Ce haut bastion correspond à un sillon permien où l'épaisseur des dépôts est considérable (plus de 1000 mètres). Il a formé un môle de résistance devant les

chevauchements orobiques, et sa massivité est responsable de lourds plis et d'une série de cassures, contre coup des mouvements orogéniques. Une grande faille Ouest-Est sur le lac Colombo abaisse tectoniquement la partie nord du massif.

L'érosion différentielle a surcreusé les ardoises noires du Collio mais a mis en relief les grès du verrucano qui constituent les massifs du Pizzo Vacca et du Pizzo Becco. De même vers le sud, ils donnent les crêtes vigoureuses entre le Monte Spondone et le Monte Pradella, formant la retombée méridionale du bombement. L'action des glaciers a accentué cette inversion du relief. Les grands lacs de creusement (Gemelli, Sardegna, Colombo) et les vallées glaciaires qui les prolongent s'inscrivent dans les schistes noirs du Collio. Leur tracé Nord-Sud (Gemelli, Marcio, Zelto) suit de grandes dislocations, tandis que le lac Colombo est au pied de l'escarpement de la ligne de faille du Monte Becco (carte générale 2). Le relief est plus disséqué dans la moitié occidentale du massif que dans la partie orientale où les tufs volcaniques et surtout des coulées de porphyres d'âge permien, des placages de grès rouges forment une armature plus résistante. Le creusement des glaciers a abouti à un burinage intense, avec des surcreusements limités et très localisés : la faiblesse des pentes, hormis sur les bordures, la dispersion du réseau hydrographique s'ajoutent à une topographie de plateau et à la dureté des matériaux pour créer un relief glaciaire sans grandes formes bien dessinées, rocheux, chaotique, taillé à l'emporte-pièce, mais jamais de façon systématique. Rien d'équivalent ici, aux larges cirques du Spondone à l'ouest, aux crêtes ciselées et effilées des cirques à l'ouest du Monte Corte ; le relief reste confus, âpre, difficile dans un réseau de crêtes inorganisées. Le lac des Campelli se trouve à l'intersection de deux accidents orthogonaux, dont l'un Nord Est / Sud Ouest se prolonge sur la rive septentrionale du lac d'Aviasco. Vers le sud, les fractures sont plus rares et la massivité des assises permiennes fait que le relief est moins aéré.

Dans les Préalpes lombardes, le massif Becco - Cabianca fait figure originale tant par son relief que par sa position intermédiaire entre l'axe orographique et les massifs triasiques. Sur sa retombée méridionale, l'érosion déblaie deux ébauches de sillons longitudinaux.

(2) Les ébauches de sillons : Val Secca et Val Canale (figure 55).

Les deux vallées établies sur le bord du flanc méridional des bombements de Cabianca et de Trabuchello pourraient faire penser à une situation identique à celle du Val di Scalve au pied de l'anticlinal permien de Cedegolo. Il n'en est rien : car elles se présentent comme des sillons étroits et mal dégagés qui jamais n'atteignent l'ampleur des vallées du Nembo ou du Dezzo di Scalve. La structure qui commande l'évolution morphologique n'est pas une déchirure structurale dans les assises plastiques des schistes werféniens. A l'ouest de la vallée du Serio, la faille de Valcanale est un accident majeur abaissant le bloc méridional, indifférent à un horizon lithologique particulier, mais recoupant plusieurs assises du Trias, et les mettant en contact anormal. La faille a été utilisée par l'érosion mais la diversité des structures le long de cet accident explique l'inégalité du creusement et la discontinuité topographique du sillon.

A l'est, de la vallée du Serio au village de Valcanale, il s'agit d'une faille normale mettant en contact les grès du verrucano et les schistes du Servino avec les calcaires dolomitiques d'Esino; Le sillon ne commence vraiment qu'à partir d'Albareti en se dirigeant vers l'ouest : d'Albareti à Valcanale village, le torrent Aqualina affouille les schistes du Servino redressés à la verticale sur la retombée de l'anticlinal de Cabianca. Le cours de la rivière suit la faille. Mais à l'est d'Albareti, le Valcanale se termine au-dessus du Serio par un magnifique verrou, scié en gorge par le torrent. La faille du Valcanale met en contact les grès permiens et les calcaires d'Esino. Il n'y a pas possibilité de creusement au contact de deux assises également résistantes et épaisses. Glissant sur la carapace de grès et conglomérats permiens de la Cima di Bani, la rivière est venue tailler une gorge dans les calcaires d'Esino avant de s'établir au contact des couches de Raibler plus marneuses. Le creusement des glaciers quaternaires n'a fait qu'aggraver le contraste entre moyen et bas Val Canale. Le surcreusement des schistes du Servino vers Valcanale provoque une accumulation de matériaux venus des versants que la rivière est incapable d'emporter par sa gorge en aval.

Entre le village de Valcanale et Roncobello, la faille du Valcanale est doublée au sud par la faille d'Ardesio, déterminant entre elles un véritable graben, entre le bombement permien au nord et les calcaires triasiques de la base du Monte Arera - Cima di Menna (figure 55,b). Les calcaires anisiens qui en forment le fond sont relevés vers le Nord, parfois jusqu'à la verticale. Les cassures ont été bousculées et fortement gauchies par la surrection du bombement de Cabianca : sur son bord, il a été affecté d'une flexure avec poussée tangentielle vers le Sud, responsable du redressement des couches dans le graben, et du glissement en masse de la Cima Arera, qui domine aujourd'hui le Val Canale et dont la masse a contribué à fixer sur son front nord, l'installation des cours d'eau et le creusement des vallées.

La présence d'un graben de calcaires triasiques même fortement disloqués gêne le creusement. Entre Roncobello et Valcanale village, les torrents ne peuvent se maintenir sur les minces placages de schistes accolés au permien du versant nord. En amont de ces deux localités, les vallées se resserent jusqu'au Passo della Marogella, décalé vers le Nord par suite d'un décrochement des deux failles qui constituent l'accident de Valcanale. Le col lui-même s'inscrit sur le flanc de l'anticlinal permien, où deux failles de faille rejet provoquent un épaississement local des schistes werféniens contre les calcaires anisiens. Une situation semblable se rencontre à l'extrémité occidentale du Valsecca. A l'ouest de Roncobello les deux accidents perdent très rapidement de leur importance pour disparaître vers le cours du Brembo. Localement, vers Bordogna, le graben de Valtorta qui devient un accident mineur fait affleurer sur une plus grande surface les schistes du Servino et crée un bassin localisé au pied du Monte Valbona.

Aussi bien à l'est qu'à l'ouest du Serio, la faille complexe du Val Canale apparaît comme antérieure à la mise en place des nappes de la Presolana et de l'Arera mais aussi à la surrection des massifs en avant de la ligne orobique. C'est une véritable lézarde dans le bâti préalpin, à partir de laquelle s'effectuent les mouvements orogéniques. Un accident de même ampleur se retrouve entre Averara et la Valsàssina.

3°) Les bordures méridionales de la chaîne orobique entre la Valsàssina et le bombement de Trabuchello.

La région centrale des Préalpes présente une structure complexe et un relief mal dégagé par l'érosion à partir des vallées profondes, généralement méridiennes du Brembo et de ses affluents qui se réunissent vers San Martino dei Calvi. Cela tient à une série d'éléments :la faille de Valtorta à l'ouest, les bombements du socle (Mezzoldo, Caprile, Trabuchello), la présence du massif de calcaires dolomitiques du Cavallo - Secco et une série d'accidents dans la haute vallée du Brembo de Foppolo. Ils seront analysés successivement avant d'aborder le problème du tracé du réseau hydrographique au milieu de cet ensemble hétérogène.

(a) La partie occidentale et la place de la faille de Valtorta.

Entre Averara, au sud du bombement de Caprile, et Baiedo, à l'extrémité orientale de la Valsàssina, le contact entre le socle métamorphique et sa couverture permienne d'une part, et les massifs de calcaires et de dolomies des Préalpes (Bobio, Corna Grande, Aralalta, Monte Disder) se fait le long d'une faille de rejet considérable, dite faille de Valtorta depuis les travaux des géologues néerlandais. Comme pour l'accident du Valcanale, celle-ci est indépendante des assises plastiques du Servino comme des dépôts rigides du Permien. Le tracé de la faille a une direction approximativement Ouest-Est, mais est décalé vers le nord par rapport à celle du Val Canale. Si les deux accidents sont parallèles, il n'y a pas de continuité entre l'un et l'autre. Moins encore que la précédente, elle a été exploitée par l'érosion : aucun sillon longitudinal, sinon sur quelques kilomètres près de Valtorta, n'a été creusé à son contact.

Son antériorité par rapport au glissement des Grigne apparaît de façon incontestable dans la Valsàssina où elle est recouverte par le charriage de la Grigne Nord. C'est pourtant une cassure importante limitant un bloc méridional effondré : son rejet s'accroît rapidement de l'Ouest vers l'Est d'une centaine de mètres en Valsàssina

où les calcaires anisiens et la dolomie d'Esino sont en contact anormal, il atteint plus de 2000 mètres à l'ouest de Valtorta village, où la dolomie norienne côtoie le socle ! Le contact de couches également résistantes n'a permis à l'érosion qu'une exploitation très médiocre de l'accident.

Entre Valtorta et Cusio, un affleurement de schistes werféniens redressés à la verticale est en contact anormal avec la dolomie du Norien. Mais il ne donne aucun sillon continu. Seulement vers Valtorta le torrent Stabina emprunte sur un peu plus d'un kilomètre la bande de schistes. L'ancienneté de la faille de Valtorta n'est pas un obstacle au fait que la couverture permo-triasique du socle orobique ait été déplacée sur celui-ci, comme l'ont montré les travaux de P. Casati (1967). Les puissants chevauchements de la zone du Pizzo Tre Signori ont déplacé localement vers le Sud la faille de Valtorta qui à cette localité décrit une courbe dans cette direction. Les poussées Nord-Sud qui se sont produites contre la faille de Valtorta et le môle des assises de dolomies noriennes ont relevé les couches permiennes de la bordure du horst, ce qui a permis à l'érosion d'en entreprendre très rapidement la dislocation et de découvrir le socle métamorphique, d'où le petit sillon de Valtorta.

(b) Les bombements de Caprile, Mezzoldo, Trabuchello et les contreforts calcaires des Monts Cavallo - Secco.

Les bombements de Caprile et de Mezzoldo correspondent à d'anciens horsts permiens (Ière partie, chapitre I) repris par les mouvements alpins et soulevés en dômes comme le montrent les calcaires triasiques des Monts Pegherolo et Faino, plissés en un synclinal lourd, cassé de failles. Le déplacement très limité de la couverture permienne ne doit pas les faire considérer comme des fenêtres tectoniques. Les mouvements verticaux ont été prédominants comme le montre l'allure synclinale des zones intermédiaires (figure 56 a). Ils sont responsables de l'inversion actuelle du relief car en portant en altitude la carapace de grès et de calcaires triasiques, ils ont permis à l'érosion de la démolir avant de creuser efficacement dans les couches du Collio permien. Mais le travail demandé à l'érosion est considérable, dans une zone d'altitude moyenne par rapport à l'axe orobique, où ce déblaiement se

conçoit mieux. Une ancienneté de ces accidents tectoniques n'est pas à exclure. Elle pourrait s'appuyer sur un certain nombre d'observations.

Au niveau de ces trois bombements, les chevauchements des Alpes orobiques décrivent une courbe vers le Nord. Sans invoquer une poussée tangentielle moins forte que vers le Tre Signori ou le Corno Stella, il est logique d'admettre que celle-ci s'est heurtée à ces trois bombements qui ont alors fait fonction de môles de résistance.

Cette hypothèse est renforcée par l'absence de masses charriées au sud des trois bombements, alors qu'à l'ouest comme à l'est, elles sont nombreuses (Sodadura, Zuccone, Bruco à l'ouest ; Arera, Fop-Secco à l'est). Le soulèvement en dôme, selon ces trois axes méridiens, n'a donc pas formé la rupture nécessaire et la pente suffisante, mais a entravé la poussée du chevauchement orobique.

Au nord du bombement de Mezzoldo, le chevauchement orobique vient recouvrir de véritables bourrages de schistes du Servino, montrant que cet horizon éminemment plastique ne trouvait pas la pente nécessaire pour engendrer des décollements ou des déchirures, mais une contre-pente défavorable (figure 56 a). Un argument encore plus convaincant est l'existence de la klippe du Val Terzera, mis en évidence par P. Casati (1967). Il est de dimensions bien modestes (750 m sur 200 mètres), en fait il s'agit de deux klippes de superficie très inégale, mais dont la proximité et la constitution lithologique identique (dolomie d'Esino, calcaires anisiens) prouvent qu'ils sont les débris d'un même ensemble allochtone démantelé par l'érosion. Ils sont avec le Pizzo del Vescovo tout proche, les seuls cas des masses charriées restée à proximité (1 kilomètre) du chevauchement orobique (figure 56 b). Cette anomalie ne tient pas à une situation privilégiée puisqu'ils se trouvent à l'extrémité nord du bombement, formant une crête sur un soubassement de schistes werféniens. Ils sont les restes d'une masse poussée par le chevauchement orobique, mais dont le glissement par gravité a été rendu impossible par suite du bombement de Mezzoldo.

Par leur position, les klippes de Val Terzera permettent de situer respectivement le soulèvement des bombements et les chevauchements des Alpes orobiques. Elles reposent sur le Servino et le

Verrucano permo-triasique, alors que les crêtes ceinturant à l'est et au sud la "boutonnière" de Mezzoldo sont données par les calcaires d'Esino. L'érosion du bombement était donc avancée quand s'est produit le glissement de la klippe. Les mouvements tectoniques méridiens sont antérieurs aux chevauchements de direction Ouest - Est, et aux nappes que ces derniers ont engendrées. Cette constatation rejoint les observations faites précédemment, à propos de la haute vallée du Serio. Bien que fortement entamé par l'érosion, le bombement de Mezzoldo n'était pas nivelé, ni évidé lors de la seconde phase orogénique. Leur ancienneté et leur permanence leur a aussi valu de jouer le rôle de point d'appui à partir desquels se sont dessinées les grandes failles de Valtorta et Valcanale.

C'est dans une situation identique que l'on trouve la klippe de Pizzo del Vescovo au nord du bombement de Trabuchello (figure 56 b), plaque de calcaires d'Esino en position anormale sur l'Anisien plissé en un anticlinal faillé et déversé vers le Sud. La puissance originelle considérable des couches permiennes vers Carona a provoqué par une réaction d'inertie aux poussées tangentielles une tectonique aux plis lourds, hachés de failles inverses à regard sud. Mais dans ce cas l'éloignement de la klippe par rapport au centre du bombement de Trabuchello rend les relations entre ces éléments différents plus difficiles à établir. Entre les bombements de Trabuchello et de Mezzoldo se dresse la grande forteresse quadangulaire du Cegherolo - Monte Secco qui est en fait un lourd synclinal de calcaires dolomitiques d'Esino tectoniquement à peine déprimé. Les sommets culminent à plus de 2300 mètres, alors que le fond de la vallée du Brembo ou de ses affluents est à moins de 1000 mètres à Mezzoldo et à Trabuchello. Une série de cassures Ouest-Est (en rapport avec le chevauchement orobique) affecte le massif. Les phénomènes de désagrégation sont prépondérants (éboulis, chenaux d'éboulisation) montrant une érosion particulièrement intense sous l'effet de la gélifraction. Ce relief hardi, dressant des cimes escarpées ne porte qu'une faible empreinte glaciaire en dépit de son altitude, son apreté défavorisait, par la multiplicité des vallées souvent réduites à des ravins, l'installation de glaciers de cirques et de vallées. Surtout l'intensité très grande de la désagrégation sous climat froid et humide a détruit ou oblitéré la plus grande partie des formes glaciaires.

4°) La haute vallée du Brembo de Foppolo et de ses affluents.

Au nord du Monte Pegherolo et de la vallée de Carona, la région de Foppolo et du Brembo de Valleve est intéressante par les contacts qu'elle présente entre le chevauchement orobique et la zone sédimentaire. Bloqué dans sa poussée vers le Sud, par l'anticlinal de Trabuchello, le chevauchement a provoqué un véritable bourrage de grès du Verrucano et de schistes du Servino, imbriqués en une série d'écailles relevées vers le Sud, et coincées avec des assises de schistes de Collio, sous le chevauchement orobique (figure 56 b). C'est à ces couches de schistes que l'érosion doit d'avoir déblayé les bassins aux pentes douces de Foppolo et de Forno, surmontés de cirques glaciaires en gradins. Mais le relief de ces bassins étriqués est coupé de collines et de replats de grès du Verrucano polis par les glaciers quaternaires. Du col de San Simone à l'ouest jusqu'au Passo della Croce à l'est de Foppolo, la structure permet le dégagement d'une amorce de sillon longitudinal directement au contact du chevauchement orobique. Plus à l'est, les micaschistes et les gneiss du socle recouvrent les grès et les schistes permiens, la vallée du Carona est un long sillon étroit entaillé au pied du chevauchement orobique dans les ardoises tendres du Collio, dont l'épaisseur dépasse 1000 mètres.

CONCLUSION

L'étude des bordures des Alpes orobiques est riche d'enseignements par la diversité des situations morphotectoniques qu'elle présente. La rigidité du matériel, la massivité des assises permiennes et triasiques impose un style heurté aux contacts entre Alpes orobiques et les marges triasiques. Les accidents longitudinaux sont les plus nombreux, en rapport avec les mouvements tangentiels dans le socle orobique. Ils interfèrent avec des directions méridiennes bien représentées dans les hauts bassins du Brembo et du Serio.

Sur ce canevas, un des problèmes essentiels est l'établissement du réseau hydrographique de cette partie des Préalpes. Il a été abordé à propos de la haute Val Seriana, de la Val di Scalve, mais le cas le plus difficile est bien celui du Brembo et de ses affluents au nord de San Martino dei Calvi. Si localement ils suivent quelques bandes de schistes, leur tracé est perpendiculaire aux grands accidents tectoniques Est- Ouest, et ouvre des brèches dans les bombements méridiens de la bordure. Quels éléments peut-on apporter pour en tenter une explication ?

Un premier fait s'impose : à l'est du Val Biandino, les rivières ne sont pas influencées par la présence de la dépression du Lario, qui est une ligne de draînage des eaux ancienne. La ligne de partage des eaux entre Valteline et plaine du Pô s'établit en fonction du chevauchement du Tre Signori à l'ouest, du chevauchement orobique plus à l'est, c'est à dire des accidents majeurs du socle orobique, en fonction de la pente créée vers le Sud par la surrection.

La position des klippes du Val Terzera et du Pizzo del Vescovo a montré que le relief des bordures de la chaîne orobique, affecté d'accidents plus anciens de direction Nord - Sud, était largement entamé par l'érosion. Les bombements étaient déjà creusés sinon profondément, déjà un peu évidés. Les rivières de direction méridienne (haut Val Stabina, Val d'Ornica, Val Mora, Val Brembana di Mezzoldo,

Val Brembana de Foppolo - Branzi) se sont établies au pied du relief puissant à la façon d'un réseau hydrographique primitif de piedmont. Elles ont utilisé et élargi les bombements déjà évidés où affleuraient les couches les plus épaisses et moins résistantes des schistes du Collio. Elles se sont inscrites dans ces trajets car il n'y avait pas possibilité de dégagement d'un grand sillon longitudinal, comme en Valsàssina ou en Val di Scalve. Elles n'ont conflué qu'à la sortie des contreforts où la retombée périclinale des bombements les guidaient contre les grands escarpements de dolomies d'Esino ou de dolomies du Norien. C'est la confluence du Val Mora et du Brembo de Mezzoldo à Olmo où d'ailleurs un faisceau de faille et les assises du Raibler marneux les guidaient et facilitaient leur travail. D'Olmo à San Martino dei Calvi, le Brembo de Mezzoldo est dans un sillon monoclinal, au pied des calcaires d'Esino, sur la retombée périclinale Sud-OUest du bombement de Trabuchello. A San Martino, il rencontre le Brembo de Foppolo, qui après la traversée de ce bombement, emprunte l'extrémité occidentale du sillon de Roncobello établi sur la faille de Valcanale. Les influences structurales ne jouent un rôle que lorsque la rivière est en dehors des contreforts orobiques. La vigueur du relief et des mouvements tectoniques, le creusement actif des glaciers et des eaux courantes n'ont laissé aucune trace d'aplanissement ou de niveaux d'érosion. Les sommets aplanis du Monte Torcola et de l'Avaro sont des placages de schistes werféniens sur une carapace subhorizontale de grès permiens. C'est un relief jeune où les éléments travaillent dans des conditions difficiles à cause de la lithologie, et d'une structure complexe annihilant sans cesse les possibilités d'une action à grande échelle de l'érosion différentielle.

En dépit de la diversité des problèmes locaux, on doit admettre une première phase tectonique avec le soulèvement limité des bombements de Mezzoldo - Caprile, Trabuchello et le jeu des grandes fractures Ouest - Est (Valtorta, Val Canale, Val di Scalve). Ce n'est qu'ensuite que prend place le fort soulèvement orobique dont la puissance des chevauchements est localement contre-carrée par ces bombements mal aplanis et qui ont certainement rejoués. L'abaissement du compartiment méridional par rapport aux grandes lézardes de Valtorta ou de Valcanale, provoque les charriages vers le Sud. Ce n'est qu'ensuite que commence le creusement actuel des vallées commandées dans leur

dessin par le relief créé par la surrection orobique et sur la bordure rarement favorisée par des structures embrouillées.

Enfin le creusement avancé des sillons de la Val di Scalve et de la Valsàssina tient également à la puissance des glaciers quaternaires qui les ont empruntées. Les ébauches de sillons, entourées de sommets plus bas, éloignées de la chaîne orobique, n'ont été parcourues que par des glaciers locaux ou des diffluences des glaciers des vallées bergamasques (Bembo, Serio).

CHAPITRE 3

LES PREALPES DE COME ET DE LECCO

Les limites de la province de Come englobent la majeure partie de la zone considérée, mais il n'est pas possible de s'en accommoder. Au sud de la chaîne orobique, les Préalpes sédimentaires débordent la frontière italo-suisse vers l'ouest ; vers l'est, il est nécessaire de rattacher aux Grigne les masses charriées de dolomie principale du Norien, situées immédiatement à l'est du couloir de Ballabio. C'est donc une région allant des hautes vallées Taleggio et Imagna jusqu'aux rives du lac de Lugano qui sera prise en considération. Si deux villes aux extrémités des bras méridionaux du Lario s'en partagent l'influence, leur présence est commode pour désigner deux régions de structure et de relief différents. A l'ouest du bras de Lecco, le relief est peu élevé dépassant à peine les 1700 mètres au Monte Generoso, une structure plissée souvent complexe affecte les terrains autochtones du Trias et surtout du Lias. A l'est de Lecco en revanche, les altitudes souvent supérieures à 2000 mètres, culminent à 2410 mètres à la Grigne Nord. Les terrains triasiques avec d'énormes masses de dolomies sont charriés sur le substratum autochtone. Leur présence sur les rives du lac de Come oblige à les mettre en relation avec la zone occidentale des Préalpes. Le terme de Préalpes de Come et de Lecco apparaît le plus approprié pour rendre compte de cette diversité. L'étude morphologique de cette partie des Préalpes, les examinera successivement sans négliger les problèmes communs à l'une et l'autre, dont le trait d'union est l'existence du lac de Come.

I - LES PREALPES DE COME (carte générale I).

A l'ouest du bras de Lecco, le relief est plus élevé sur les bordures méridionales et occidentales que dans la partie centrale ou septentrionale des Préalpes. Le contraste majeur vient des formes lourdes, peu vigoureuses des points culminants et des vallées profondes et encaissées. Le creusement par les glaciers quaternaires est-il seul responsable de cette opposition ? Le réseau hydrographique local se partage de façon équivalente entre les lacs de Lugano, de Come et la plaine padane. Partout les accumulations morainiques sont abondantes. Ces caractères généraux ne peuvent masquer des contrastes régionaux ; sur la rive orientale du lac de Lugano, les grandes falaises calcaires de la Sighignola et du Generoso dominent le lac de plus de 1000 mètres, tandis que vers Come, les dénivellations sont moins importantes. Le relief permet de distinguer trois zones aux caractères morphologiques différents : les bords du lac de Lugano, les montagnes de Come entre la bordure du lac de Lugano et le bras de Come, enfin entre les deux bras méridionaux du lac de Come, une zone plus confuse, de drainage essentiellement méridien qui est le "Triangolo Lariano".

I°) Les bords du lac de Lugano et le problème de la faille de Lugano.

La limite occidentale des Préalpes lombardes est nette et continue, coupée seulement par l'extrémité nord-orientale du lac de Lugano. Au nord du lac, les calcaires liasiques du Monte Bré fortement disloqués par des fractures dominent à plus de 1500 mètres la vallée de Lugano et son lac. De Campione d'Italia, sur la rive méridionale, jusqu'à Capolago et Mendrisio, c'est une muraille continue de calcaires liasiques qui forme le bord oriental du lac de Lugano. La courte vallée du Mara, ne fait qu'ouvrir une brèche étroite. Au pied immédiat de la Sighignola (1302 mètres) et surtout du Generoso (1701 mètres), les bords du lac de Lugano ne sont qu'à 271 mètres et les hauteurs peu vigoureuses des rives occidentales de ce lac ne peuvent se comparer à la bordure des Préalpes. L'ancienne plate-forme de Lugano se présente maintenant comme déprimée topographiquement par rapport aux Préalpes, fait morphologique primordial. Les reliefs

de la Sighignola et du Generoso jalonnent un accident majeur et ancien des Alpes, la faille de Lugano, mettant en contact anormal le socle métamorphique et sa couverture permienne avec les masses de calcaires liasiques des Préalpes.

a) L'extrémité orientale et méridionale de la plate-forme de Lugano.

Celle-ci affleure largement sur les rives du lac de Lugano où les porphyres bruns et rouges en forment les rives vers l'Est et le Sud. L'étude de la sédimentation (Ière partie, chapitres I et 2) a montré sa permanence depuis le Permien. Elle apparaît comme un bloc rigide cassé par des failles Est-Ouest dans sa partie nord, failles qui déterminent le fossé de San Salvatore, où sont conservés les dolomies du Ladinien. Dans sa partie méridionale, c'est un bloc basculé vers la plaine lombarde et haché de failles méridiennes.

Entre Porto Ceresio et Capolago, les dolomies ladiniennes du San Salvatore forment au-dessus des grès, conglomérats du Werfénien, et des dolomies bitumineuses peu épaisses de la base de l'Anisien, une cuesta massive qui culmine au Monte San Giorgio. Au sud de Meride, une autre cuesta moins marquée est donnée par la dolomie principale du Norien, reposant sur les schistes du Carnien. Nulle part, on observe d'aplanissement, et les lourds replats qui bordent le lac sont dus aux puissants bancs de porphyres permiens, dont le relief a été accusé par le passage des glaciers quaternaires.

Le relèvement récent des Préalpes, qui, à l'ouest du lac de Lugano, s'est traduit par un soulèvement d'ensemble de la montagne lié au jeu de la flexure padane, se marque là par un basculement et le rejeu d'accidents permiens de direction méridienne. De part et d'autre du Lavaggio qui va se jeter dans le lac de Lugano à Capolago, on se trouve dans deux domaines morpho-tectoniques différents. La faille de Lugano en est la limite, de part et d'autre de cet accident tout s'est passé différemment.

b) La faille de Lugano est un accident ancien en rapport avec la rigidité de la plate-forme de Lugano et son jeu est responsable de l'énorme sédimentation de calcaires liasiques immédiatement à l'ouest de la plate-forme (Ière partie, chapitre 2, III, I). Il s'agit d'une faille normale dont le rejet difficile à chiffrer vu les variations de puissance des couches triasiques (on n'a pas d'affleurements à l'est de la cassure) est de l'ordre de plusieurs milliers de mètres. Elle avait été interprétée à tort par L.U. de Sitter (1939) comme le chevauchement bordier du charriage du Generoso sur la plate-forme luganaise ; mais nulle part (cf les coupes de D. Bernoulli, 1964), on n'observe un recouvrement des calcaires du Lias sur les porphyres permiens. Les masses de calcaires liasiques qui, vers Melano se trouvent auxabords du lac sont d'énormes blocs éboulés et provenant d'un affaissement de l'escarpement du Generoso (L. Wonderschmitt, 1937), phénomène relativement récent puisque ces blocs recouvrent de la moraine. Si au sud du Val Mara, c'est un accident unique mettant en contact les porphyres permiens et les calcaires du Lias ; au nord, la faille se dédouble déterminant un gradin tectonique où les couches de Trias (dolomie principale et schistes du Raibler essentiellement) sont bousculées et laminées par les efforts tectoniques (D. Bernoulli, 1964, p. 102). Deux problèmes essentiels se posent : les rapports de la faille de Lugano et du chevauchement du Generoso, la définition de l'escarpement du Generoso lié à cet accident.

En l'absence de toute possibilité de datation précise de l'un des mouvements, on est amené à raisonner sur un mécanisme. Le chevauchement du Generoso de direction méridienne (cf paragraphe 2° de ce chapitre), s'il apparaît au nord-ouest de Rovio, est indépendant de la faille de Lugano. Il est postérieur à celle-ci qui le limite un moment, mais il ne se poursuit pas plus à l'ouest. Par son ampleur, même s'il n'intéresse pas la faille de Lugano, il aurait fortement déformé celle-ci par un basculement de l'escarpement sur la plate-forme luganaise, à condition que celle-ci se soit trouvée en contrebas par un déblaiement dû à l'érosion, c'est à dire que par contre-coup il se produise un chevauchement vers l'ouest sous l'effet de la gravité. Or il n'en est rien et il faut admettre que la zone de Lugano n'était pas déprimée, mais formait un relief résistant et aussi élevé que la bordure du Generoso. Autrement dit, le creusement du lac et des abords s'est fait postérieurement au chevauchement du Generoso.

Peut-on alors définir la grande muraille du Genereso comme un escarpement de ligne de faille dans sa totalité (figure 57) ? Cela apparaît difficile car la couverture sédimentaire triasique ne dépasse pas II00 mètres au Monte San Giorgio où elle est fortement basculée vers le Sud. D'autre part on a vu (Ière partie, chapitre 2) combien la sédimentation avait été réduite dans la région de Lugano. De part et d'autre de la faille, la tectonique de la bordure est différente, et le soulèvement en bloc de la fin du Miocène est plus fort à l'Est, ce qui s'est traduitpar un rejeu en sens inverse de la faille de Lugano. Il convient cependant de ne pas en exagérer l'importance : les failles plus nombreuses, la moindre massivité des assises secondaires fortement basculées et disloquées prouvent que l'on peut attribuer à l'érosion différentielle l'essentiel du déblaiement de la plate-forme de Lugano, et de l'escarpement du Generoso. Le grand escarpement du Generoso est dû à l'érosion différentielle pour sa plus grande partie, mais il est difficile d'apprécier la part qui revient au relèvement postérieur. On doit admettre dans l'ordre :

I) le charriage du Generoso

2) le rejeu de la faille avec soulèvement du compartiment oriental et basculement vers le Sud de la zone de Lugano

3) le dégagement par l'érosion de celle-ci.

2°) Les Préalpes entre la faille de Lugano et les bords du lac de Come.

La montagne sans être jamais très élevée puisqu'elle culmine à I70I mètres au Monte Generoso oppose des crêtes aux formes lourdes et des vallées profondément creusées. Partout l'empreinte des grands glaciers quaternaires est remarquable et ils ont parfois notablement modifié le réseau hydrographique.

a) Le style structural.

Dans l'énorme masse de calcaires liasiques, il n'est pas facile de se rendre compte des structures : l'abondance de la couverture végétale et des dépôts glaciaires s'ajoute à l'absence de formes structurales nettes pour gêner l'observation. Ce n'est qu'au prix d'un

long et patient travail sur le terrain que D. Bernouilli (1964) a pu établir une carte et des coupes qui comportent bien des incertitudes.

La totalité de la région, hormis le flanc septentrional du Galbiga est constitué par la série des calcaires liasiques. Leur massivité explique que le plissement, en rapport avec la surrection de l'axe orobique, se soit traduit par des plis d'axe Ouest-Est, courts, d'un style lourd, coupés de failles. Au sud de la val D'Intelvi, l'axe anticlinal Generoso - Ornimento - Pizzo della Croce a une allure de pli coffré que A. Frauenfelder (1916) avait lié à la présence d'un important gradin dans le substratum cristallin. L'anticlinal massif du Generoso, déversé vers le sud, vient chevaucher par une faille inverse les structures plissées plus régulièrement de la partie méridionale des Préalpes. On trouve là une tectonique cassante très différente des plis lourds de la partie nord des Préalpes, en rapport avec un accident important du substratum, qui a joué avec vigueur postérieurement à une phase orogénique qui s'était traduite par des plis de couverture dans la masse des calcaires liasiques. Cet accident s'est manifesté par un fort chevauchement à l'ouest de la vallée du Breggia, peut-être en rapport avec la proximité du socle de la plate-forme de Lugano, plus faiblement à l'ouest où il est cassé par deux grandes failles méridiennes et transversales par rapport à sa direction. La plus orientale, engendrée par les tensions et la résistance de la masse calcaire se traduit par un décrochement du front de chevauchement de I km 500 vers le Nord.

Au Nord, la crête Monte Galbiga - Cima di Tremezzo est un véritable crêt de calcaires liasiques au-dessus du Val Porlezza. Cette zone est un synclinal basculé vers le Sud-Ouest par le relèvement de la bordure orobique et l'axe anticlinal de dolomie norienne qui, de Bellagio se prolonge sur la rive occidentale du lac par les affleurements de Trias et de Rhétien de Griante, au nord de Tremezzo. De Bellagio même on se rend parfaitement compte de la structure du soubassement du Galbiga. Si les calcaires du Rhétien supérieur et du Lias sont inclinés régulièrement et ne présentent pas d'accident majeur, le soubassement de schistes du Rhétien moyen et inférieur, en raison de son incompétence, offre une suite de plis très nombreux, contournés, repliés et déversés vers le Sud, allant jusqu'à un chiffonnage de ces assises plus friables (figure 58). Cette dysharmonie fait que l'on a un véritable bourrage

de schistes sous le Galbiga ; les couches de dolomie à Conchodon du Rhétien supérieur relevées à quelques 20 ° vers le Nord, ne semblent pas justifier ce phénomène dans son ampleur. Le relèvement de la bordure orobique a provoqué un décollement entre les schistes plastiques de la masse rigide de calcaires dolomitiques noriens du soubassement (Dossone, Sasso San Martino) suivi d'un glissement limité vers le Sud. C'est un phénomène typique de collapse structure très localisé, apparemment du moins, puisqu'il n'est pas possible, plus à l'ouest, d'observer avec précision les structures du rebord liasique. Dans le contexte des Préalpes lombardes où sur la bordure de l'axe orobique, les décollements de plus ou moins grandes dimensions sont très nombreux, il n'a rien d'étonnant d'autant que les conditions lithologiques et structurales requises existent.

b) le problème des aplanissements et des replats cycliques.

Hormis la crête septentrionale Galbiga - Tremezzo et la retombée sur la plaine padane, le relief de cette partie des Préalpes, ne présente pas de formes structurales dégagées. Cela tient d'abord à la puissance (3 à 4000 mètres) et à la monotonie de la série des calcaires liasiques. L'absence de contrastes lithologiques et plus précisément d'horizons marneux interdisant toute action de l'érosion différentielle est reponsable de la monotonie des formes du relief. La lourdeur du relief qui caractérise les sommets n'a pas manqué d'évoquer la présence d'aplanissements cycliques. M. Vanni (I94I) reprenant les conclusions de R. Staub (I934) voyait dans les replats les plus élevés des niveaux d'érosion miocène et pliocène, au-dessus de quatre niveaux d'érosion inférieurs, qu'il attribuait à quatre phases d'érosion interglaciaires (Pré-Günz, Günz-Mindel, Mindel-Riss et Riss-Würm). Sur l'âge de ces niveaux, l'accord était loin de régner, de même que sur leur position topographique. Tandis que R. Staub datait le plus élevé de l'Oligocène, M. Vanni ne pensait pas que les replats les plus élevés aient pu se former avant le Miocène. L'absence de sédiments sur ces niveaux est une première cause de ces divergences, à laquelle il faut ajouter une connaissance trop insuffisante et superficielle de la série tertiaire de la plaine lombarde, et en particulier de la

composition pétrographique de la gonfolite de Come. Sans fondement certain, la datation des replats relevait de la pure hypothèse.

La tentative a été reprise récemment par G. Nangeroni (1969) dans une longue étude morphologique consacrée uniquement à cette partie des Préalpes. L'auteur distingue, en-dessous d'un aplanissement sommital vers 1700 - 1500 mètres, qu'il date de l'Oligocène inférieur et moyen, une série de six replats cycliques s'étageant de l'Oligocène supérieur au Quaternaire. Il pose ainsi comme postulat (p. 150) que cette région n'a connu depuis l'Oligocène inférieur qu'un soulèvement en masse et en fait un véritable escalier de gradins d'érosion ("piedmonttreppen"). En s'appuyant sur les pourcentages de cailloutis calcaires contenus dans la gonfolite de Come (d'après les travaux de M.B. Cita et P. Gabert) ; il conclut que la phase d'érosion se place au Miocène Inférieur. Cet apport n'aurait pu se faire que lorsque les torrents avaient suffisamment creusé leur lit et dans les formations du Lias, mais la dénivellation entre le niveau de 1300 mètres (Aquitanien) et le niveau miocène (1050 m) n'est que de 250 mètres, c'est à dire légèrement inférieure à celle qui sépare les deux niveaux supérieurs. On ne voit donc pas comment le seul creusement des rivières qui semble progressif tout au long du Tertiaire (au vu de l'étagement des niveaux, p. 144) ait pu brusquement apporter une masse plus considérable de cailloutis calcaires. Celle-ci peut résulter soit d'une modification climatique importante, permettant une accélération des processus d'érosion dans les calcaires, mais elle n'est pas prouvée par la paléo-botanique, soit de mouvements tectoniques créant un relief vigoureux, suractivant l'érosion et fournissant d'abondants débris.

Après ces observations il convient d'examiner les données du problème. La première est l'inexistence de larges surfaces d'aplanissements sur les sommets : les crêtes du Generoso, du Galbiga ou du Bisbino se réduisent à d'étroites échines présentant une topographie légèrement vallonnée, dominant des vallées profondément encaissées. Il existe une certaine sub-égalité des crêtes puisque le Generoso, le Galbiga et la Cima de Tremezzo culminent à quelques mètres près à 1700 mètres. Les autres sommets, des crêtes plus accidentées se situent à des altitudes nettement inférieures. Cependant, les points les plus élevés ne correspondent pas à des axes structuraux. Comme le fait justement remarquer

G. Nangeroni, la crête qui court vers 1700 mètres du Galbiga à la Cima di Tremezzo tranche obliquement les calcaires du Lias basculés vers le Sud-Ouest. L'épaisseur du Lias se réduit de 700 mètres au Galbiga, à 300 mètres à la Cima di Tremezzo : elle apparaît bien comme sub-structurale.

L'exemple le plus probant de cette non-conformité de la structure et du relief est donné par la longue échine du Generoso au Dosso Bello à l'ouest de la vallée du Breggia. Ce long plan incliné Nord-Sud tranche obliquement le chevauchement du Generoso (figure 59) et le synclinal de Bella Vista. Le sommet du Generoso se situe deux kilomètres au nord du plan de chevauchement, c'est une crête mal dégagée dans le flanc inverse d'un anticlinal déversé vers le sud et venant chevaucher le synclinal de Bella Vista. Cette structure ne se traduit pas dans la topographie. Si le Generoso montre l'existence de deux phases tectoniques : formation d'une structure plissée (anticlinal du Generoso, synclinal de Bella Vista), puis nouvelle poussée tectonique provoquant le chevauchement méridional et la dissymétrie de l'anticlinal du Generoso, le plan incliné de la crête prouve un arasement postérieur des reliefs ainsi créés, arasement imparfait mais indéniable. Un rejeu postérieur de l'ensemble porté en altitude par une surrection du bloc a permis à l'érosion de retoucher des formes de détail sans oblitérer l'allure générale.

L'examen du tracé de la vallée du Breggia apporte un argument supplémentaire. Cette rivière méridienne, orthogonale par rapport au chevauchement du Generoso traverse presque entièrement l'anticlinal déversé et le chevauchement puisqu'elle va prendre sa source sur son flanc normal à proximité du Monte Orimento. Elle se prolongeait vraisemblablement plus au nord, mais elle est maintenant concurrencée à son désavantage par les affluents du Val Mara. Le relief créé originellement par le chevauchement du Generoso ne joue aucun rôle dans le partage du réseau hydrographique, pas plus que dans la topographie actuelle. Le cours inadapté à la structure du Breggia s'est installé sur une topographie aplanie, en fonction de l'existence de la plaine padane dont nous avons vu la permanence le long de la bordure préalpine, depuis le début du Tertiaire pour le moins. Son enfoncement dans le substratum de calcaires liasiques est dû à la surrection d'ensemble des Préalpes.

Existe t-il d'autres aplanissements sommitaux ? Si le sommet de la Sighignola (I302 mètres) tranche des couches calcaires pincées dans un synclinal Ouest-Est et peut être rapproché de façon très hypothétique du cas du Generoso (même aplanissement dénivelé postérieurement par la tectonique ?), il est impossible de voir de façon certaine dans les autres crêtes des restes d'un même relief usé, tant les dénivellations sont grandes d'un point à l'autre, et surtout parce que manquent véritablement les traces d'un aplanissement. Il est évidemment toujours possible de tirer en pointillé des raccords hypothétiques. Il est certain que la topographie actuelle des crêtes situées en-dessous de celle du Generoso dérive d'un creusement différentiel plus ou moins avancé, à partir d'un aplanissement plus étendu, dont peut-être certains points sont des vestiges, mais il ne nous semble pas raisonnable de nous avancer dans cette voie, La reprise d'érosion plio-quaternaire, le travail des glaciers ont profondément creusé et retouché le paysage n'épargnant que les points les plus élevés.

L'existence de replats cycliques en contrebas des sommets nous paraît relever d'hypothèses pour le moins aventureuses. Il est difficile, hormis dans la vallée du Breggia, d'établir leur existence topographique, et à plus forte raison les raccords de massif à massif. Les glaciers quaternaires ont recouvert la majeure partie de ce territoire. On en trouve les restes épars (Morenico Sparso) sur les versants déjà élevés (entre II00 et I300 m) mais jamais sous forme de cordons : le matériel n'est pas en place et les glaciers pré-wurmiens, (Mindel et Riss) ont sans aucun doute atteint des altitudes plus élevées. On peut se demander dans quelle mesure, comme plus bas dans les vallées, ils ont pu respecter des replats pré-existants.

Seule la vallée du Breggia n'a été que très partiellement occupée par les glaciers quaternaires : au nord, une langue de la diffluence glaciaire de la Val d'Intelvi a légèrement débordé le col du Pian delle Alpi entre le Pizzo della Croce et le Sasso Gordona ; au sud, le glacier du lac de Lugano a remonté la vallée, mais au moins au Würm, il n'a pas dépassé la côte 550 comme en témoigne la belle moraine près du croisement au delà de Morbio Superiore. La plus grande partie de la vallée est restée libre de glaces pendant le Quaternaire. Sur les deux flancs de la vallée, au sud du Generoso et du Pizzo della Croce,

on distingue des replats qui s'abaissent régulièrement vers la plaine padane, formant un niveau continu : à l'ouest de Faidello, Muggiasca (960 m), Pianspessa (950 m) Croce di Casima (950 m) Albareda (901 m); à l'est, de Pianelle (1000 m) Gaggiolo di Cabbio (950 m), Bruzella (937 m), Bocascia di Morbio (900 m). Un autre replat caractérisé se trouve vers 800 mètres au sud de Cabbio, mais il est isolé et en aval de Cabbio, on ne retrouve pas au-dessous des niveaux déjà mentionnés de véritables replats. Il est à remarquer que l'on ne rencontre pas de niveau d'obturation en rapport avec la moraine würmienne de Morbio. Celui-ci qui a dû exister à cause du barrage glaciaire a été déblayé par les eaux courantes dans cette vallée resserrée et de forte pente. Le niveau de 950 - 900 m doit être considéré, vu sa continuité, véritablement comme les restes d'un ancien talweg élaboré par le Breggia, après son enfoncement dans l'aplanissement général, et avant une phase de fort creusement vertical. C'est poser le problème de la place chronologique de ces formes.

c) Essai d'interprétation et de datation des formes.

L'examen critique des datations avancées par G. Nangeroni (1969) a montré toute la difficulté d'une telle démarche. Il n'en reste pas moins que les données fournies par l'étude de la gonfolite de Come (Fiorentini Potenza, 1957 ; P. Gabert, 1962, cf. 1ère partie, chapitre 3, II) permettent d'envisager le problème dans ce cadre local. Les forts pourcentages de calcaires de l'Aquitanien et du Miocène inférieur et moyen prouvent l'existence d'un relief élevé et proche. P. Gabert (1962) note que les gros galets (25 à 30 cm) sont en majeure partie des calcaires (p. 71). Ils témoignent de la destruction des reliefs vigoureux créés par les plissements et le charriage du Generoso, que l'on peut dater de la fin de l'Oligocène ou du Miocène Inférieur. L'aplanissement imparfait du Generoso est postérieur (Miocène moyen). Tandis que les mouvements tectoniques fini-miocènes, dénivellent par failles le substratum oligo-miocène de la plaine (1ère partie, figures I3 et I4), ils surélèvent l'ensemble préalpin, mais inégalement et de façon différente de part et d'autre de la faille de Lugano : basculement Nord -Sud sur la plate-forme, relèvement d'ensemble le long de la flexure préalpine à l'ouest. Les vallées se creusent (niveau de 950 - 900 mètres en Val Breggia)

sur la bordure et dans la plaine avant la fin du Miocène, puis s'enfoncent au moment de la régression pontienne. Le relief créé est responsable des apports grossiers du conglomérat de Pontegana.

Depuis la canalisation du Breggia et les travaux de l'autoroute Come -Lugano, il n'est plus possible de voir la coupe de cette colline. Les observations de J.C. Vicente (1966) qu'il a bien voulu nous communiquer de façon précise sont particulièrement intéressantes. Le conglomérat contient plus de 90 % d'éléments calcaires anguleux, mal stratifiés (de dimensions entre 20 et 50 cms), en bonne partie des calcaires gris du Lias dont la provenance, au débouché du Breggia sur la dépression du Chiasso, ne peut faire doute. Leur aspect anguleux montre une origine proche ; ils témoignent, avec les dolomies et calcaires triasiques (venus sans doute du Monte San Giorgio tout proche) d'un relèvement important entraînant une action torrentielle sur toute la bordure préalpine, immédiatement avant la transgression pliocène, qui ennoie en ria la dépression de Chiasso. Le conglomérat qui est en contact par une faille normale avec les argiles plaisanciennes apporte une preuve supplémentaire des rejeux tectoniques post-pliocènes, le long de la bordure de la plaine padane. Un relèvement de la bordure préalpine, lié aux mouvements le long de la flexure padane, provoque, avec la subsidence continue de la plaine padane, puis le creusement des vallées par les glaciers quaternaires, un creusement vertical actif. Pendant les interglaciaires, les dépôts morainiques ou d'obturation sont rapidement entraînés sur ces fortes pentes.

d) Les vallées préalpines et le problème des anciens réseaux hydrographiques.

Deux grandes vallées tronçonnent le relief dans la partie nord de ces Préalpes : au sud du Monte Galbiga, le Val d'Intelvi, large et encombré de dépôts glaciaires, s'abaisse vers le lac de Come, mais le drainage des eaux se partage entre le versant occidental (ou lac de Lugano) et le lac de Come ; au nord du Monte Galbiga, le Val Porlezza est le prolongement remblayé du bras du lac de Lugano. Les cours d'eau descendus de la chaîne orobique et de ses contreforts se divisent également entre les deux étendues lacustres. Une telle situation n'a pas

été sans évoquer d'anciens cours d'eau de direction Est-Ouest et les hypothèses, dans le cadre d'une évolution figée du relief, au moins depuis la fin de l'Oligocène, ont été nombreuses. On en trouvera dans la récente publication de G. Nangeroni (1969), un exposé complet (pages 166-167). Mais dans quelle mesure sont-elles fondées ? L'examen du relief ne semble pas permettre de telles reconstitutions.

(1) Le Val Porlezza.

Il présente un profil parfait de vallée glaciaire en auge, modelé par une diffluence du grand glacier de l'Adda qui, vers Menaggio franchissait le verrou de dolomie principale. Elle n'est que partiellement une vallée d'origine structurale liée au déblaiement des assises schisteuses du Rhétien, en position monoclinale. Cette situation ne se vérifie qu'entre le bas Val Solda et Bene Lario, à l'est du petit lac de Piano. Le tracé de la crête de dolomies à Conchodon et de calcaires liasiques est oblique par rapport à l'axe de la vallée, et le bras du lac à l'ouest du Val Soda est orthogonal à cette crête et aux axes structuraux des Préalpes liasiques. Bien qu'une cassure Nord-Est Sud-OUest traversant le moyen Val Soda, paraisse se prolonger le long du bord septentrional du bras du lac de Lugano, cet accident qui a contribué à fixer un drainage local vers Lugano, ne peut expliquer la présence d'une longue vallée transversale. A l'ouest, le verrou de dolomie norienne est scié par le Sanagra et les bancs schisteux du Rhétien se trouvent actuellement sur les versants de la Cima di Tremezzo. L'étude du Monte Galbiga a prouvé (figure 57) une origine structurale de la partie orientale du Val Porlezza : déchirure limitée à la base des schistes rhétiens, utilisée et élargie par l'érosion, mais compte tenu de l'altitude actuelle du verrou (425 mètres), celle-ci devait se situer originellement à un niveau plus élevé.

Le creusement de la dépression du Porlezza est essentiellement dû aux glaciers quaternaires, comme en témoignent la forme générale, les roches moutonnées et les stries dans les calcaires et les dolomies du Norien, et surtout le surcreusement du lac de Lugano, entre cette ville et Porlezza, où il atteint 288 mètres. La pente actuelle vers l'ouest et le surcreusement ne prouvent nullement que

le drainage pré-quaternaire se faisait vers Lugano. Le tracé du Val Sanagra montre au contraire, que le drainage devait se faire vers le lac de Come. Alors que les torrents Cuccio et Rezzo se dirigent par un coude, à la faveur des bancs schisteux surcreusés, vers Porlezza ; le Sanagra, fortement encaissé, traverse obliquement toute la masse de dolomies du Norien, du Nord-OUest au Sud-Est. Le glacier qui empruntait la vallée d'Est en Ouest aurait dû contribuer à le détourner vers l'Ouest, ou se trouve actuellement la ligne de plus forte pente à son débouché sur la vallée. Aucun dépôt morainique important n'explique le coude de la rivière vers l'est. Cette épigénie est due à une surimposition constante de la rivière dans son ancien tracé qu'elle réempruntait et recreusait après chaque glaciation. Si avant celles-ci, elle s'était dirigée vers l'ouest, l'avancée des glaciers l'aurait fixée à cet emplacement d'autant plus qu'elle se serait écoulée sur le bord et sur le front de la diffluence glaciaire pendant son retrait.

Ce cas montre à l'évidence que l'écoulement des eaux se faisait primitivement vers l'actuel lac de Come, et qu'il n'a été détourné vers l'ouest pour le Rezzo et le Cuccio qu'à la faveur d'un surcreusement glaciaire très important dans les schistes rhétiens, surcreusement qui a fait disparaître un seuil topographique et aménagé vers l'ouest une vallée préexistante le long de la cassure mentionnée plus haut (faille Nord-Est - Sud-Ouest de la Val Solda). Mais il est impossible de donner plus de précisions. L'ouverture de la grande dépression Val Porlezza - bras nord-est du lac de Lugano est due aux glaciers quaternaires.

(2) Le Val Intelvi.

C'est une zone déprimée entre le Dozzo Prai et le Costone au nord et la crête qui court de la Sighignola au Sasso Gordona au sud. Son individualité topographique au coeur des Préalpes sédimentaires avec des altitudes entre 500 et 800 mètres, ne s'accompagne pas d'une unité du drainage puisque celui-ci se partage à peu près également entre les lacs de Come (Telo d'Argegno) et de Lugano (Mara et Telo d'Ostegno). C'est par ces trois vallées que la région a été envahie par des diffluences glaciaires importantes, responsables des grands

dépôts d'obturation glaciaire qui empâtent le relief. Pourtant par son relief adouci, cette dépression avait attiré l'attention des morphologues (M. Vanni, H. Sölch, G. Nangeroni), qui y avaient vu les traces d'anciens réseaux hydrographiques.

Là encore, les difficultés d'une observation précise et continue de la structure des couches liasiques fait qu'il est difficile d'affirmer que le Val d'Intelvi a une origine structurale. Il semble cependant correspondre à une aire synclinale entre l'anticlinal Generoso - Pizzo della Croce au sud et le bombement anticlinal de Lenno qui se poursuit vers l'ouest par le Costone. La carte tectonique et les coupes établies récemment par D. Bernoulli (1964) montrent qu'elle est affectée dans le détail d'une série de plis serrés et complexes, coupés de failles Ouest-Est (faille du Telo d'Osteno) ou Nord-Sud prolongeant les failles de décrochement du chevauchement du Generoso. La partie centrale du Val d'Intelvi est le prolongement vers l'est du synclinal de la Sighignola, tandis que vers l'est, l'axe synclinal se situe entre Castiglione et Argegno, au nord du cours du Telo d'Argegno dont le tracé est en rapport avec une faille. Au sud, la belle colline conique presque parfaite du San Zeno (1025 m.) correspond à un anticlinal dont les flancs ont été modelés en versants de Richter de façon remarquable pendant les phases froides, lorsque les glaciers n'occupaient pas la vallée.

Le problème général des replats cycliques dans cette partie des Préalpes a déjà été abordé et nous avons vu combien il est difficile, vu l'importance des accumulations glaciaires d'en affirmer l'existence. C'est particulièrement vrai pour le Val d'Intelvi. Les dépôts glaciaires ont été minutieusement étudiés par R. Pracchi (1954), et il n'y a pas lieu de revenir sur cette étude exhaustive, mais sur la datation des formations.

Au-dessous des débris morainiques épars à plus de 1100 mètres, dont l'interprétation est difficile (1ère partie, chapitre 6, II, 1°), R. Pracchi et G. Nangeroni attribuaient au Riss le cordon morainique très continu qui se trouve à 1100 mètres sur le haut des versants tandis que toutes les accumulations inférieures à cette altitude, sous forme de "terrazzi" ou replats d'accumulation contre le bord du glacier, sont datées du Würm. Sur les versants Nord et Sud, ce cordon est un véritable vallum

morainique très frais par sa forme et par son matériel. Il ne présente à son sommet ou sur ses flancs aucune trace d'une évolution pédologique avancée, mais une rendzine ou un sol brun, peu évolué. On peut penser que le paléosol Riss-Würm a été entraîné par le ruissellement mais alors on devrait en retrouver l'accumulation dans les multiples petites dépressions fermées qu'il détermine sur son bord extérieur. Il n'en est rien. Aussi bien au Bollette au sud qu'à Cascina Lafrancona sur les flancs du Monte Sertore au nord, on trouve un matériel frais et un sol squelettique.

Ces observations le font attribuer à la dernière glaciation dont il marque l'avancée maxima sur les plus hauts versants. Les replats d'accumulation situés en-dessous sont dus à des phases de retrait. Après la phase de poussée du maximum würmien, les diffluences glaciaires du Val d'Intelvi se sont abaissées progressivement, par paliers, les eaux remaniant des dépôts de versant et les accumulant contre les bords du glacier : les structures nettement fluvio-glaciaires (litage des dépôts, matériel trié) autour de San Fedele et de Castiglione montrent à l'évidence qu'un tel processus peut rendre compte du relief en gradins bien dessinés, emboités les uns dans les autres et s'abaissant vers le lac de Come. Le replat supérieur vers 1100 mètres, le seul indéniable en contrebas des crêtes adoucies de la bordure, est ourlé de moraine et correspond au niveau atteint lors du maximum würmien.

La glaciation würmienne est responsable du tracé actuel du réseau hydrographique. Les diffluences glaciaires envahissaient le Val d'Intelvi à partir du débouché actuel des trois rivières, et au moment du maximum se soudaient, comme le prouve l'altitude atteinte par les glaces et la continuité du vallum würmien de 1100 mètres. Lors du recul des glaces, chacune a agi pour son propre compte en fonction de sa situation. La plus défavorisée fut celle du Val Mara qui depuis Maroggia sur le lac de Lugano remontait à contre-pente vers le nord en direction de Lanzo d'Intelvi. C'était la moins puissante des trois, car elle prenait naissance beaucoup plus en aval sur le cours du glacier principal. Le vallum principal ne se situe qu'à 900 mètres !. Son retrait plus précoce contribua à fixer dans sa direction à travers l'escarpement de la faille du Generoso une partie des eaux qui creusèrent une gorge profonde. Le tracé de la partie amont du Mara (coude au sud du Lanzo

d'Intelvi) est dû à une accumulation morainique très continue bâtie par la diffluence du Telo d'Ostegno. Elle se suit du village de Lanzo au Monticello entre 900 et 850 mètres et a détourné vers le Val Mara libre de glace, les eaux de la Sighignola, favorisant la reprise d'érosion post-glaciaire du Mara.

Le col de San Fedele à 731 mètres marque le point à partir duquel les deux diffluences principales se sont séparées l'une de l'autre pour reculer vers le cours aval des deux Telo. Ce recul a été progressif et le front des deux diffluences était proche pendant longtemps comme en témoignent les énormes dépôts d'obturation glaciaire qui forment ce seuil. Ils présentent dans un matériel lité et trié de gros blocs allogènes attestant la proximité du front glaciaire. L'espace lacustre entre les deux fronts a été comblé par les eaux circulant sur les bords du glacier et venues des versants. Cette accumulation a déterminé la ligne actuelle de partage des eaux. A partir de ce stade de retrait les deux langues glaciaires ont agi indépendamment. La configuration grossièrement circulaire du bassin du Telo d'Argegno a déterminé des replats d'accumulation en hémicycles, emboités les uns dans les autres. Le tracé sinueux et allongé du Telo d'Osteno a provoqué avec le recul saccadé du glacier la formation de terrasses d'accumulation fluviatile, emboitées les unes dans les autres de l'amont vers l'aval. Elles sont particulièrement nettes dans la partie supérieure du cours, à l'est de Lanzo d'Intelvi.

On peut se demander dans quelle mesure le réseau hydrographique actuel reflète un tracé plus ancien puisqu'il apparaît entièrement sous la dépendance d'un relief créé par des accumulations glaciaires ou fluvioglaciaires. La vallée d'Intelvi, élément essentiel du relief préalpin, existait antérieurement au Würm et aux glaciations précédentes qui l'ont modelée. Il semble toutefois imprudent d'attribuer au Günz et de rattacher au ceppo de la plaine, les conglomérats signalés (sans précision d'âge) à Castiglione vers 600 - 700 mètres par R. Pracchi (1954). Bien que la cimentation soit très forte, leur position stratigraphique peut les classer comme pré-würmiens , mais sans plus de précision. Ils apparaissent comme plus fortement cimentés, et sans doute plus anciens que ceux de Dizzasco.

Le Val d'Intelvi présente une belle unité topographique, largement ouverte vers l'Est et le lac de Come, mais une partie des eaux emprunte les gorges profondes du Telo d'Osteno et du Mara. Si le coude du Mara est dû à un barrage morainique, les changements de cours du Telo d'Osteno et du Ponna qui rompent brutalement la direction initiale Ouest-Est de ces rivières ne peuvent s'expliquer que par un surcreusement qui les a détournés vers le nord. Les deux rivières deviennent alors perpendiculaires aux axes structuraux. Cette double capture est due à une forte diffluence glaciaire par la vallée du Telo d'Osteno, diffluence qui a élargi une échancrure relativement basse à l'origine sur cette ligne de crête et a facilité la reprise d'érosion très forte à partir du lac de Lugano tout proche. A chaque glaciation le processus a fonctionné mais il est impossible de dire quand s'est fixé le drainage actuel. La vallée du Telo est suspendue sur le lac de Lugano, et la rivière rachète entre Pellio et Osteno une dénivellation de 400 mètres par une gorge encaissée.

L'ouverture n'a pu se faire que lorsque le col de diffluence s'est trouvé à une altitude inférieure à celle créée par les dépôts d'obturation de la moyenne vallée. S'il n'est pas possible de la préciser dans le temps (fini-würmienne, fini-rissienne ?) il n'en reste pas moins que les glaciers ont perturbé un réseau hydrographique dirigé vers Argegno, comme le montre l'allure générale du relief peu modifiée dans ses grandes lignes : Val Mara et Telo d'Osteno n'étaient auparavant, que de très brèves entailles comme les autres torrents actuels des bords du lac de Lugano. Le Telo d'Osteno est le grand bénéficiaire des modifications intervenues. L'unité de drainage vers l'Est existait avant les glaciations, montrant la prééminence de l'écoulement par Come et s'accordant avec les données de la plaine lombarde (figure 60).

e) La bordure des Préalpes à l'ouest de Come;

A l'ouest de Come, les Préalpes tombent abruptement sur la dépression Chiasso - Mendrisio qu'elles dominent de plus de 500 mètres. Ce contact franc est dû à la flexure padane dont le flanc méridional redresse à la verticale des calcaires du Lias avant de les faire disparaître sous la plaine. Entre le Breggia et Mendrisio cependant une faille inverse à regard sud, chevauche légèrement les assises du Jurassique

et du Crétacé. Cet accident limité apparaît comme le contrecoup du chevauchement du Generoso, se situant exactement dans le prolongement de celui-ci. La massivité des assises calcaires du Lias s'est une fois de plus traduite par une rupture dans la série sédimentaire.

A l'extrémité orientale, entre Come et Cernobbio, l'unité de la dépression est rompue par la présence d'un relief allongé, atteignant 457 mètres entre le cours du Breggia et la dépression de Come - Chiasso. Cet anticlinal secondaire de Lias qui plonge périclinalement vers l'ouest au droit de Chiasso est le prolongement au delà du lac de Come, de la flexure padane, qui à l'est de cette ville se situe plus au sud.

La dépression Come - Chiasso-Mendrisio est liée au déblaiement des couches tendres de la Scaglia crétacée dont les affleurements sont multipliés par une série de plis à court rayon. La présence de faciès néritiques dans l'Eocène transgressif et l'accumulation détritique de la gonfolite (Ière partie, chapitre 3) montrent la permanence de cette bordure préalpine comme un des grands traits du relief préalpin. Le recreusement s'est opéré à la fin du Miocène, à la faveur d'un soulèvement généralisé avant les apports de conglomérat du Pontegana et l'invasion marine du Pliocène. Les dénivellations de celui-ci montrent qu'un rejeu postérieur a affecté toute la bordure.

L'ouverture pré-pliocène de la vallée s'est faite non pas vers Come, mais vers le Sud et le Sud Ouest (passage de Ronago) comme le prouve le pliocène marin à Valmorea. Ce déblaiement plus précoce est dû à la moindre épaisseur de la gonfolite et à ses faciès plus tendres que vers Come (cf Ière partie, chapitre 3) mais aussi au fait qu'entre Come et Chiasso les conglomérats sont transgressifs sur les calcaires du Lias. L'absence de couche tendre et un fort pendage de la gonfolite n'ont pas permis une ouverture rapide de la dépression entre Chiasso et Come. Le seuil actuel se trouve à 290 mètres alors qu'à l'ouest de Chiasso, les argiles pliocènes sont à une altitude inférieure. La dépression ne s'ébauche que vers Chiasso quand affleurent les bancs de Scaglia. Plus au nord, le cours actuel du Breggia qui va se jeter vers Cernobbio est dû au creusement d'un seuil d'origine structurale (enscellement entre la flexure du Bisbino et le bombement

de calcaires du Lias, point 457) par une diffluence du glacier du Lario. A l'ouest de Chiasso, le drainage de l'avant pays est centripète vers la dépression en raison du barrage construit par les moraines würmiennes au débouché des cols qui franchissent la crête de gonfolite. Alors que la diffluence glaciaire du Lario devait franchir le seuil Cernobbio - Como pour s'étendre plus à l'ouest en direction de Chiasso, le glacier du lac de Lugano s'est installé plus aisément dans la dépression, ne rencontrant pas d'obstacle majeur et a contribué à repousser vers l'est le cours du Breggia. Les deux fronts glaciaires se sont rencontrés vers Balerna, au col de Mezzina (348 mètres) qui est maintenant la ligne de partage des eaux entre les deux lacs.

La barrière ainsi constituée provoqua la formation d'un bassin lacustre en avant du front glaciaire de la diffluence du Lario en recul vers Cernobbio. La vallée actuelle du Breggia plus basse que le seuil de Cardina (457 mètres) fut occupée plus longtemps par la langue glaciaire et fixa définitivement le cours du torrent. Mais avant cette ouverture, s'accumulèrent en avant de la diffluence glaciaire, les dépôts proglaciaires passant à des bancs plus fins montrant une sédimentation en eaux calmes, que l'on peut suivre sur le seuil de calcaires liasiques qui borde au sud la route Cernobbio - Maslianico. On en retrouve l'équivalence dans les dépôts grossiers exploités en carrière vers Cozzena, au nord de la même route : dépôts pro-glaciaires grossiers et lités, avec un pendage fort vers l'ouest. Ils marquent un stade de retrait où le glacier du Lario stationnait sur le seuil de diffluence. Les travaux de construction de l'autoroute Come - Lugano, sur la frontière montrent le passage à des dépôts fluvio-lacustres typiques. Ce remblaiement est à rattacher à la construction d'un delta par le Breggia à son débouché dans ce bassin lacustre. L'ensemble se situe vers 300 mètres. Le recul du glacier du Lario, abandonnant le seuil de Cernobbio provoqua un creusement rapide au détriment de ces accumulations meubles. Le double coude du Breggia est dû au détournement par le barrage morainique du col de Balerna, puis à l'obligation d'emprunter l'enscellement de Maslianico, surcreusé par la diffluence du glacier du Lario plus profondément que le passage de la route directe Come - Chiasso. A l'inverse de la Val D'Intelvi, les bouleversements apportés par la dernière glaciation ont favorisé le drainage vers l'Est et le lac de Come.

3°) Les montagnes du "Triangolo Lariano".

Elles forment l'ensemble montagneux entre les deux bras du lac de Come. L'aspect topographique de ces montagnes diffère peu de celui des Préalpes de Come : montagnes moyennes (moins de 1700 mètres) aux formes adoucies, molles ; abondance des dépôts glaciaires. Cependant vers Lecco, les formes structurales sont plus nettes et le relief plus vigoureux. Le style tectonique de la montagne change vers l'Est aux abords des Grigne, et vers le Sud où un chevauchement continu jouxte immédiatement au nord la flexure padane.

a) le rôle de la structure (figures 61 et 62).

La bordure occidentale apparaît comme le prolongement des montagnes de Come, bien que là encore l'observation des structures soit difficile pour les mêmes raisons. Au nord, les axes anticlinaux de Griante et de Lenno se suivent dans les bombements de dolomie principale de Bellagio et du Monte Guarnasca, séparés par le synclinal de Guggiate.Au sud du Monte Nuvolone et jusqu'au Monte Boletto, c'est un vaste synclinorium de calcaires liasiques, prolongement vers l'Est de la zone modérement plissée qui va du Val d'Intelvi au Bisbino. Les plis de direction Ouest-Est sont lâches et à large rayon, moins vigoureux qu'à l'ouest du lac. Leur étude n'a d'ailleurs pas été reprise depuis les travaux déjà anciens de Schmidt C. (1894). Il n'y a pas dégagement de formes structurales, hormis au nord où la Costa del San Primo forme un crêt continu de calcaires liasiques dominant au-dessus des schistes tendres du Rhétien l'anticlinal du Nuvolone. En contrebas du San Primo, la dolomie à Conchodon du Rhétien forme un crêt moins marqué au Monte Forcella. Cette inversion de relief, que l'on n'a pas trouvée à l'ouest du lac, pose un problème morphologique qu'il faudra étudier avec les données de l'ensemble de la zone.

Sur la rive orientale, les axes tectoniques se relèvent progressivement à l'est de la vallée du Lambro pour s'individualiser avec vigueur sur les bords du bras de Lecco (figure 62). Les axes anticlinaux font affleurer les masses de dolomies noriennes en une série de lourds anticlinaux cassés par des failles Ouest-Est (Nuvolone-Guarnasca, Magreglio-Costa de Leves, Morigallo, Monte Rai du Nord au Sud). Le relief plissé inverse au nord du Val Brona fait place au sud à un relief conforme avec dégagement de belles formes structurales comme les crêts de dolomie à Conchodon des Corni di Canzo. Les plis lâches de la bordure occidentale ont fait place à une tectonique cassante : les contacts entre les blocs de dolomie norienne et les synclinaux liasiques se font par des failles verticales. Des accidents similaires cassent anticlinaux et synclinaux, recoupant les Plis. Les premiers ont été souvent utilisés par les courts torrents qui descendent vers le bras de Come. Mais il est remarquable que les uns

et les autres, au nord du Val Brona, ne se traduisent pas dans le relief, dont les sommets aux formes lourdes se relèvent du Nord vers le Sud, de Bellagio jusqu'à la crête de calcaires liasiques du Monte Oriolo.

Au sud du Val Brona, le relief s'élève vers la plaine padane jusqu'à 1261 mètres au Monte Rai. Les failles font place à des cassures avec chevauchement vers le Sud. Le Morigallo est un anticlinal de dolomie norienne plus complexe que ne l'avait vu de Sitter (1949). L'axe du pli est cassé sur toute sa longueur par une faille inverse venant écraser le bloc méridional reployé. Sur son flanc méridional, l'ensemble déversé vers le Sud est en contact anormal avec les calcaires rhétiens. Le synclinal du Val Ravella, écrasé par cette poussée et coincé contre le butoir du Monte Rai, immédiatement au sud, est cassé par des failles Ouest-Est qui sous l'effet de la poussée ont déterminé une série d'écailles dans la série Lias - Crétacé conservée dans son fond. Une grande faille transverse coupe en deux ce synclinal avec décrochement vers le sud du compartiment oriental montrant que les efforts tangentiels ont été plus puissants à l'Est, au point d'entraîner une rupture. Le Monte Rai est encore plus disloqué que son voisin le Morigallo, par un double accident : l'axe de l'anticlinal est déversé et faillé sur son bord méridional où il vient recouvrir les calcaires rhétiens du flanc inverse, tandis qu'en bordure immédiate de la plaine, le Lias par le chevauchement de Civate recouvre la scaglia crétacée relevée à la verticale.

Si ce dernier se poursuit à l'est de la Valmadrera, il est difficile de rattacher la double écaille du Monte Barro aux deux accidents bordiers du Morigallo et du Rai (L.U. de Sitter, 1949). De part et d'autre de la vallée on n'a ni la même direction, ni le même style structural. Les deux déformations, sous l'effet des mêmes poussées tangentielles, sont indépendantes, plus brutales dans le cas du Barro situé dans le prolongement du Coltignone. Une cassure antérieure aux mouvements et responsable du déblaiement de la Valmadrera rend compte du comportement différent des masses dolomitiques d'autant que l'on comprend mal comment le relèvement du Rai vers l'est peut s'accorder avec les sommets plus bas du Barro (922 m.). Mais les uns et les autres doivent leurs déformations au glissement en masse des Grigne (1ère partie, chapitre 4, III), dont les effets n'ont pas manqué de se faire sentir et de façon plus forte sur l'avant pays qui se trouvait dans l'axe de leur glissement, à la fois par des cassures, des rejeux de plis et des

chevauchements limités. Il est indéniable aussi que la présence très proche de la plaine padane dont on a vu le caractère permanent en tant que zone déprimée, a contribué à accentuer ces déformations. Celles-ci se poursuivent à l'ouest, dans le grand chevauchement de la bordure méridionale.

Il décrit un vaste arc de cercle à grand rayon entre Come et le Monte Rai. Sa structure vient d'être précisée par les travaux très détaillés de P.L. Guillot (1967) et J.C. Vicente (1966). Un bombement anticlinal se suit sur toute la bordure externe, bien marqué à l'est du Lambro où il a l'allure d'un lourd bombement, moins relevé et gondolé dans le détail à l'ouest de cette rivière (figure 61). Mais le trait essentiel est le chevauchement des calcaires liasiques sur le synclinal de terrains jurassiques et crétacés qui jouxtent au nord l'anticlinal bordier. Il débute au sud-est du Monte Boletto par un pli déversé vers le sud, coinçant un synclinal très pincé où n'apparaît que le Lias. A l'Est du Boletto, le pli prend de l'ampleur et son chevauchement a débité les couches du synclinal Alpe Turati - Panigas en une série d'écailles chevauchantes empilées les unes sur les autres du Nord au Sud, l'une des écailles supérieures formant le Monte Panigas (903 m.). La structure synclinale ne se traduit pas topographiquement, mais forme une pente en-dessous de la ligne de crête donnée par le chevauchement. A l'est de Caslino d'Erba, c'est une véritable écaille de calcaires liasiques qui est venue par surélévation bousculer les couches du synclinal jurassique et crétacé qui se poursuit par la vallée du Lambro entre Caslino et Canzo, puis par le Val Ravella. Dans la vallée du Lambro, le synclinal plus large n'a été affecté par de petites écailles que sur son bord septentrional, et a été utilisé par la rivière, mais dans le Val Ravella, le chevauchement détermine une série d'écailles très courtes avant de se raccorder à celui des Corni di Canzo (cf ci-dessus). La crête principale est toujours donnée par le chevauchement : si à l'ouest de Caslino et à l'est de Canzo, elle est donnée par le crêt inverse d'un anticlinal déversé vers le Sud ; entre ces deux localités, c'est le crêt de flanc normal dans l'épaisse série des calcaires du Lias qui forme le Barzaghino (1068 m) et la Croce di Pizzalo (969 m).

Les écailles déterminées dans le synclinal par suite du chevauchement et le fait qu'à son extrémité occidentale, il passe progressivement à un contact normal avec le synclinal montrent la présence de deux phases tectoniques distinctes. Dans un premier temps, les mouvements tectoniques ont créé une structure plissée de direction Ouest-Est, et sont à l'origine d'un long synclinal de l'Alpe Turati au Val Ravella, grossièrement en forme d'ellipse. Postérieurement, une deuxième phase tectonique, sous l'effet d'une forte poussée Nord-Sud a relevé l'ensemble, mais les lourdes assises du Lias de l'anticlinal Boletto - Corni di Canzo n'ont pu se modeler qu'imparfaitement, d'autant que le bombement bordier constituait un môle de résistance, très important à l'Est (Monte Rai). A l'ouest où la poussée était moins forte, c'est le flanc inverse de l'anticlinal qui est venu disloquer le synclinal ; vers l'est, par contre elle a provoqué une véritable rupture. A l'est du cours du Lambro, un autre chevauchement parallèle au précédent se suit d'Asso au sud des Corni di Canzo (carte générale 2).

L'importance des accidents tectoniques dans cette montagne jeune semble mal s'accorder avec la présence de surfaces d'érosion. Qu'en est-il exactement ?

b) le problème des niveaux d'érosion.

La topographie lourde des sommets du Boletto ou du Palanzone n'a pas manqué là encore de suggérer la présence d'anciens aplanissements (M. Vanni, 1921 ; G. Nangeroni, 1970). En réalité on n'a pas ici de surface même d'étendue restreinte ; si les sommets ont des formes adoucies et font plus penser aux Vosges qu'aux Préalpes des Alpes occidentales, il n'y a pas, comme au nord de Come de subégalité des crêtes et les raccords sont sans fondement. Seule la forme topographique des bordures du grand synclinorium de calcaires liasiques est commune à ces crêtes et présente un aspect "usé" ou "sénile". Là aussi, l'importance du travail des glaciers quaternaires rend vaine la recherche de niveaux d'érosion (M. Vanni, 1921 ; G. Nangeroni, 1970).

Mais au nord et à l'est, l'inversion de relief pose un problème délicat. Il n'est pas possible d'attribuer aux glaciers le déblaiement de la totalité du Lias et du Rhétien sur les blocs de Norien,

puisqu'ils ont été préservés dans les synclinaux et même au sommet du San Primo. Une épaisseur plus réduite que vers le Generoso où l'on se trouvait dans l'axe de la fosse de subsidence au Lias, n'est pas un argument convaincant. L'examen du réseau hydrographique apporte par contre des éléments intéressants.

La rivière la plus importante, le Lambro, a un cours grossièrement méridien jusqu'à Canzo, avant d'emprunter le synclinal Canzo - Ponte Lambro. Il fait fi de tous les accidents structuraux et en particulier du chevauchement Boletto - Corni di Canzo. Au sud de Canzo, son tracé semble normalement se poursuivre par la vallée du lac de Segrino. Les autres rivières ne sont que de faibles dimensions : très courtes pour celles qui se dirigent vers le bras de Lecco, un peu plus longues pour les affluents du bras de Come. Au sud, hormis la Valle Lunga de Caslino, elles ont à peine ébréché l'axe du chevauchement alors qu'elles travaillaient dans des conditions éminemment favorables à un recul rapide de leurs têtes. On est donc obligé de conclure à un âge assez récent (phase fini Miocène) du rejeu de l'accident bordier, en fonction duquel se sont établies les rivières secondaires, tandis que la rivière la plus importante s'est encaissée par antécédence. Elle va prendre maintenant sa source dans la partie la moins élevée du Triangolo Lariano, mais ce ne fut pas le cas avant les derniers mouvements tectoniques où la pente générale devait être Nord - Sud. Que la bordure méridionnale ait été plus relevée postérieurement, c'est l'évidence même, à la fois du fait du relief actuel, de la dimension et du style des accidents tectoniques. Le soulèvement et les cassures le long du chevauchement ont porté en altitude une topographie ancienne, fortement retouchée par le creusement postérieur, mais qui forme la crête monotone du Boletto au Palanzone.

Il n'est pas possible à notre sens de voir dans ces topographies élevées et adoucies la trace de plusieurs applanissements. L'altitude de certains sommets avoisinants les 1700 mètres (San Primo 1686 m), permet seulement de les rapprocher du Generoso et du Monte Galbiga. Ce ne sont que des lambeaux réduits d'un relief "mur" et inégalement portés en altitude par les mouvements tectoniques postérieurs.

C'est à un soulèvement inégal qu'est dû le partage des eaux entre l'extrémité Nord du triangle du Lario et le Sud et l'Ouest de part et d'autre du San Primo. Entre Bellagio et la Costa du San Primo, c'est un réseau primitif de torrents Nord-Sud, encaissés certes, mais sans gorge de raccordement au-dessus du lac. A l'ouest, le réseau est organisé autour de la cuvette du Pian del Tivano, suspendue à 900 mètres soit à 700 mètres au-dessus du niveau du lac. Le rebord est taillé par la gorge du Torrent Giurada. La seule action des glaciers ne peut expliquer cette dénivellation exceptionnelle qui ne tient pas à un fait structural. La présence d'abondant matériel morainique sur les versants élevés (Mindel, Riss ?) montre son existence au moins dès le Quaternaire moyen. Au delà du col de la Colma del Piano, le bassin de Sormano - Rezzago en est une réplique, mais se raccorde assez facilement à la vallée du Lambro, moins creusée (485 mètres à Canova). Le soulèvement important dans la partie occidentale est la cause du perchement de la vallée de topographie adoucie du Pian del Tivano, accrue évidemment par le creusement des glaciers. Le moindre relèvement de la pointe Nord fait que les rivières n'ont pas eu à racheter une pente aussi forte et se sont beaucoup moins encaissées.

Le réseau hydrographique se partageait entre le Lambro et le bras de Come. Ce dernier par sa série de tronçons plus ou moins orthogonaux par rapport aux axes structuraux s'est fixé par antécédence sur un cours ancien, pour le moins Oligocène. Est-il possible de fixer une chronologie pour les phases tectoniques et l'élaboration des reliefs séniles des sommets ?. C'est bien difficile de façon absolue ou même approximative, mais les conclusions précédentes montrent qu'une première phase tectonique a été suivie d'une destruction imparfaite du relief, avant un relèvement et des rejeux postérieurs inégaux selon les secteurs. Cette première phase peut être rapprochée des accumulations conglomératiques éocènes du Montorfano de Come, riches en calcaires secondaires (J.C. Vicente 1966, p. 980), et de la gonfolite de Come oligo miocène dont les affleurements se poursuivent jusqu'en Brianza orientale. Comme à l'ouest de Come, on pourrait attribuer à la phase ponto-pliocène le relèvement d'ensemble et le chevauchement de la bordure.

Le moindre soulèvement de la partie Nord et Nord-Est est une donnée difficile à élucider. Le rapprochement avec le charriage des Grigne tout proche semble nécessaire. La surcharge ainsi créée a pu, par un simple phénomène d'isostasie, gêner le relèvement de sa bordure immédiate et favoriser celui des zones périphériques plus éloignées. Ce n'est ici qu'une hypothèse, mais cependant on verra qu'en Albenza le rejeu de la bordure est bien postérieur à la mise en place des grands charriages.

Un dernier problème morphologique d'ordre général est posé par la présence sur la rive ouest du bras de Lecco, des trois seuils de Magreglio, Grezzo et le Val Brona. Peut-on y voir la trace d'anciens cours d'eau descendus du versant oriental des Grigne comme cela a été avancé surtout pour le Valbrona par T. Taramelli (1899) M. Vanni (1921), et plus récemment G. Nangeroni ?. Le premier à 800 m. se présente comme une dépression peu étendue, largement remblayée par du matériel glaciaire. Il communique par un petit col avec la région de Civenna, plus basse (600 mètres). A Magreglio, le Lambro fait un coude brusque vers le Sud, mais il est dépourvu d'affluent venant du col, c'est à dire du Nord, le bassin de Civenna étant drainé vers le lac. Certainement une rivière a pu emprunter cette courte vallée, mais il est très hypothétique de la prolonger loin vers le Nord. Le passage des glaciers et l'érosion régressive actuelle favorise le drainage vers le lac. Les accumulations morainiques au sud du sol gênent un drainage par celui-ci, et dans les masses de calcaires et de dolomie il se produit sans doute un soutirage karstique en détriment du Lambro, et au profit du versant du lac de Come plus bas et plus creusé.

Le seuil de Crezzo (Pian di Crezzo) à 800 mètres également est suspendu à 600 mètres au-dessus du niveau du lac. La vallée a été recouverte par les glaciers quaternaires ainsi que les sommets voisins. La moraine d'un stade de retrait, sur le seuil même, a favorisé le drainage vers le Lambro. L'étroitesse de la vallée, sa position dans un synclinal liasique évoquent plus une petite vallée surcreusée par les glaciers qui ont emprunté ce col, sans qu'il soit nécessaire d'y voir le passage d'un fleuve important.

Plus au sud le Val Brona est un sillon large vers 500 mètres et suspendu à 300 mètres seulement au-dessus du lac. Il traverse

obliquement les axes structuraux et les accidents de la bordure du Morigallo. Le seul travail des glaciers qui l'ont calibré en auge ne paraît pas suffisant à expliquer ces dimensions puisqu'il a à peine retouché les vallées plus au nord. Il a ici élargi une vallée préexistante au creusement de bras de Lecco, dont l'ouverture vers la plaine ne date que du début du Quaternaire. Rien ne prouve que les replats de 730 mètres ou de 650 mètres soient d'origine cyclique. Les glaciers qui ont dépassé l'altitude de 1000 mètres ont remblayé latéralement les versants et ceux-ci sont dus auxfaçonnement de la vallée lors de phases d'avancée ou de recul. Elle apparaît bien par ses dimensions comme le seul axe de drainage des Grigne, avant l'ouverture de l'Adda par Lecco lors de la première avancée glaciaire (Günz ?) comme le montreront les dépôts de Paderno d'Adda et de la Valsàssina.

L'examen du relief et du réseau hydrographique dans ces rapports avec les axes structuraux montre que seul le tracé du Lambro est antérieur aux soulèvements tectoniques et au relèvement de la bordure préalpine. Il doit être mis en relation avec les sommets adoucis et usés de la partie occidentale du Triangolo Lariano. La Valbrona par ses dimensions témoigne d'un ancien drainage attirant les deux du versant occidental des Grigne, mais les deux autres cols sont des vallées locales, agrandies par le passage des glaciers quaternaires. L'arrivée des grands glaciers quaternaires ouvrant le bras du Lecco a court-circuité le réseau de la partie orientale.

c) L'action des glaciers quaternaires.

Les accumulations glaciaires ont été minutieusement étudiées par R. Pracchi et G. Nangeroni (1954) et il serait inutile et fastidieux de répéter ici par le détail ce travail exhaustif. Entre les deux courants de glaces empruntant les bras méridionaux du lac de Come, les diffluences glaciaires ont largement pénétré cette région où elles ont effectué plus un travail de remblaiement, important dans les vallées et les bassins bordant les grands axes d'écoulement, qu'un travail de surcreusement. En-dessous des débris morainiques épars sur les hauts versants, on retrouve comme en Val d'Intelvi

un cordon bien dessiné puis une série de replats d'accumulation. Dans les vallées en cul de sac, comme la Conca di Sormano, le Val Spina, assez basses pour avoir été occupées pendant longtemps, le remblaiement en "terrazzi" est considérable et masque le substratum. C'est dans ce matériel meuble que l'érosion est active, provoquant ravinements, glissements en masse.

Les restes morainiques épars montrent que le glacier atteignait au moins I300 mètres au Castel de Leves et s'abaissait jusqu'à 890 mètres au Monte Barro, tandis que le cordon le plus élevé s'étage entre I250 et 750 mètres aux mêmes localités. On peut faire quant à son attribution au Riss, les mêmes critiques que précédemment à propos du Val d'Intelvi. Partout il présente un matériel frais. Le début de "ferretisation" observé par R. Pracchi (I954) au Pian del Tivano se situe au pied d'un vallum morainique, sur quelques vingt centimètres. C'est un sol brun plus développé grâce aux apports de versants où le matériel cristallin et métamorphique est abondant. Les cailloutis ne présentent pas d'altération caractéristique et assez profonde pour que l'on puisse les attribuer au Riss. L'altération de grès ou de granit à gros grain signalé par G. Nangeroni (I970) au Pian del Tivano ne prouve nullement leur appartenance au Riss. Le cas est assez fréquent dans l'arc morainique principal de la plaine, daté du Würm ancien. On ne retrouve pas de cailloux patinés, avec un cortex d'altération, les calcaires sontpeu attaqués. Il n'y a aucun des critères définis dans la première partie, (chapitre 6, III) permettant une attribution autre qu'au Würm. Dans cette localité, l'existence d'un double cordon morainique würmien n'est pas une énigme. Sur ce haut fond de vallée assez plat, cas unique dans la région considérée, la topographie permet d'enregistrer et de conserver les moindres pulsations du front glaciaire.Dans la plaine, l'arc morainique principal du Würm est fréquemment précédé d'un petit cordon morainique très frais qui marque l'avancée maxima avant un très léger recul et un long stationnement. Sur les fortes pentes on ne trouve que le second, et c'est celui-là qui est la cause du barrage lacustre du Pian del Tivano.

Le passage des glaciers à l'intérieur même du "Triangolo Lariano" n'a pas apporté de modifications importantes au dessin du réseau hydrographique, sinon en favorisant les rivières secondaires

s'écoulant vers le lac au détriment de l'axe du Lambro et en coupant la partie amont du Val Brona (cf ci-dessus). A l'intérieur même du Triangolo Lariano, il a emprunté des vallées déjà dessinées, il y a eu des confluences dans l'écoulement vers l'aval (Valsassina et Val Brona, par exemple) qui ont maintenu le même réseau en l'agrandissant mais pas de rencontre de front glaciaire s'avançant dans des directions opposées. Les glaciers ont accentué et fixé durablement le tracé des grandes vallées.

CONCLUSION

L'étude des Préalpes de Come a montré leur unité morphologique par l'identité des problèmes morphologiques et la continuité des axes structuraux de part et d'autre du bras de Come. On peut en tirer un certain nombre d'observations intéressantes :

I°) dans son ensemble, mais surtout à l'est et le long de la bordure préalpine, le relief est structural et sous la dépendance du rejeu plus ou moins puissant d'axes tectoniques anciens.

2°) Il existe d'incontestables preuves d'un certain aplanissement du relief, mais elles sont réduites (Generoso, Galbiga) ou présentes par les lourds sommets de l'ouest du Triangolo Lariano. Leur préservation est due à la tectonique récente (fini miocène - villafranchienne) qui les a portées à une altitude suffisante pour les préserver de l'érosion regressive et du creusement des glaciers, et à leur nature calcaire (épaisse série de calcaires liasiques) leur assurant une relative immunité. La karstification et l'évolution sous climat froid au Quaternaire n'ont façonné que des formes mineures, (dolines, versants réglés) et de petits poljés remblayés par les glaciers (Pian del Tivano). Le plus souvent, l'érosion des eaux et des glaciers l'ont démantelé.

3°) Le réseau hydrographique était installé sur ce relief mal aplani, en pente vers le Sud, le tracé du Lambro et du bras de Come, en étaient les axes essentiels. Il a été modifié par le travail

des glaciers : ouverture du Val Porlezza et du bras de Lecco qui étaient des seuils peu élevés au Pliocène. Des perturbations mineures (Val d'Intelvi, Breggia) sont plus nombreuses.

4°) Le relèvement fini-miocène et villafranchien prouvé par l'étude de la plaine, la présence de la flexure padane, sont capitales pour comprendre le relief actuel et ses contradictions apparentes. Il a dénivelé de façon inégale les reliefs antérieurs et provoqué l'enfoncement du réseau hydrographique.

II - LES PREALPES DE LECCO -

A l'est du bras de Lecco, la montagne lombarde est très différente, à la fois par son relief et sa structure, de celle du Triangolo Lariano. Le relief y est plus vigoureux dépassant fréquemment les 2000 mètres pour culminer à 2410 mètres à la Grigne septentrionale. Nulle part on ne retrouve les formes lourdes et émoussées rencontrées plus à l'ouest, partout ce sont des reliefs structuraux, vigoureux et bien dessinés : crêtes escarpées et bien dessinées des Grigne ou du Resegone. Les terrains autochtones ont fait place à de grandes masses charriées de dolomies et calcaires dolomitiques du Trias inférieur et moyen qui annoncent brutalement les grands charriages de la montagne bergamasque. Le relief comme la structure permettent de distinguer deux ensembles distincts : à l'ouest du couloir de Ballabio, les trois écailles des Grigne et du Coltignone ; à l'est les grandes masses charriées de dolomie principale du Due Mani, de la Cima Muschiada et du Resegone.

I°) Le massif Grigne - Coltignone.

C'est aux géologues néerlandais de l'Université de Leyde que l'on doit la mise en évidence de la structure charriée de ce massif, dont les publications de L.U. de Sitter (1949 et suivantes) ont fait un exemple typique de la tectonique d'écoulement par gravité. La publication récente de R. Giannoti (1968) critique cette conception en se fondant sur des arguments stratigraphiques et lithologiques :

il n'y aurait pas de chevauchement de grande dimension car les contacts qui paraissaient anormaux à la base du Trias ont été mal interprétés, leur aspect de brèche est dû non pas à la tectonique, mais au faciès détritique du verrucano et surtout du Servino. Il s'agirait par conséquent de trois gradins déversés vers le Sud sous l'effet d'une forte poussée, et les contacts anormaux ne seraient que de simples failles inverses fortement déversées vers le Sud !.

Il ne semble pas possible de retenir une telle "reconstruction" de la structure, tant son évidents les charriages : au nord, le recouvrement de la faille de Valtorta par l'écaille de la Grigne septentrionale ; sur les rives du lac, la dolomie principale autochtone d'Abbadia est dominée par la grande masse charriée de Ladinien de la Grigne Sud ; vers Lecco, le Carnien et le Norien sont chevauchés par la dolomie d'Esino du Pizzo d'Erna. Enfin, cette conception ne s'accorde pas avec le décollement plus qu'évident de la dolomie norienne le long du couloir de Ballabio.

C'est pourquoi nous ne sommes pas revenus (Ière partie, chapitre 4) sur le mécanisme de mise en place des Grigne exposé par L.U. de Sitter (figure 2I). Le décollement a nécessairement laminé les assises de base. Il ne s'est d'ailleurs pas effectué selon une direction méridienne parfaite, au moins pour la Grigne NOrd. On a vu à propos de la Valsàssina (II° partie, chapitre 2) le relèvement du plan de charriage, vers l'ouest au mont Albiga, il reste très prés de l'axe orobique, d'où le tracé Sud Est - Nord Ouest de la Valsàssina. Le déplacement de la Grigne Nord a été plus important à l'est à cause sans doute des chevauchements du Tre Signori qui lui ont donné une impulsion plus forte. A l'ouest, un soulèvement moins prononcé a provoqué un déplacement moins important. L'axe Nord Ouest-Sud Est du synclinal actuel de la Grigne Nord a pivoté comme le rayon d'un grand cercle dont le centre se trouvait loin vers l'ouest. Cette rotation rend compte de plusieurs faits difficilement explicables d'une autre manière :

I°) le chevauchement plus important de la Grigne Nord à l'Est qu'à l'Ouest et la forte altitude atteinte par le sommet, alors que vers l'ouest les crêtes s'abaissent et se situent assez rapidement en-dessous de 2000 mètres.

2°) la présence de complications sous le plan de chevauchement à l'extrémité orientale : l'écaille de Bruneno - Algaro, ou crête de Riale (L.U. de Sitter) qui est une dislocation avec charriage dans la partie supérieure de la nappe de la Grigne Sud.

3°) le fort déplacement vers le Sud des nappes de dolomie principale (Muschiada, Resegone) qui se situent au droit de cette grande poussée.

4°) la présence de dislocations orthogonales (failles et fractures) aux plans de charriage des écailles, dues aux tensions engendrées dans les masses rigides par ce déplacement inégal. C'est le cas en particulier de la cassure qu'utilise le Val dei Molini, scindant en son milieu la masse de la Grigne Nord.

a) la mise en place des Grigne.

Elle s'est faite (Ière partie, chapitre I) lorsque la zone préalpine était à une altitude basse, déprimée par rapport au soulèvement des Alpes orobiques. Elle se place par conséquent postérieurement au soulèvement de celles-ci qui créent la pente nécessaire et antérieurement au relèvement de la bordure padane. L'abondance des cailloutis calcaires grossiers dans la gonfolite de Come à partir de l'Aquitanien prouve peut-être, (P. Gabert, 1962) qu'elle se place au Miocène, alors que le relèvement de la bordure est lié aux mouvements pontiens et villafranchiens. Elles sont ainsi contemporaines du chevauchement du Generoso, dont le style, malgré un charriage très limité, n'est pas sans rappeler celui des Grigne. Mais l'ampleur des déplacements exige un temps assez long pour leur mise en place qui s'est poursuivie pendant tout le Miocène. Leur âge récent n'a pas permis à l'érosion de retoucher sérieusement les reliefs ainsi créés. La masse mise en place par son poids, a empêché un relèvement du substratum autochtone, ce qui a eu pour conséquence un moindre relèvement de la partie Nord du Triangolo Lariano, et surtout une cassure à l'emplacement actuel du bras de Lecco, ou faille de Lecco dont l'existence est unanimement admise. L'effondrement du bloc oriental chevauché par les Grigne est prouvé par la dénivellation importante du substratum de part et d'autre du lac. A Abbadia, il ne dépasse pas 500 mètres,

tandis que sur la rive occidentale il est de 800 mètres au Castel di Leves et de plus de I200 mètres au Morigallo.

Longtemps Grigne et Coltignone ont été considérés comme des écailles peu affectées par des accidents transverses : failles, cassures, grandes diaclases. La carte géologique italienne (Como n° 32) et celle établie par de Sitter (I949) n'en mentionnent pas. Il faut attendre l'étude morphologique de C. Saibene (I955) pour qu'un certain nombre d'entre eux soient signalés. Pourtant, hormis sur le versant oriental des Grigne, c'est une masse rigide de dolomies triasiques (Ladinien) qui forment chacune des trois écailles avec une puissance voisine de I000 mètres. Il s'agit le plus souvent de cassures sans rejet notable ou de zones disloquées et broyées (figure 63). Très nombreuses sur la rive du lac de Come, ces grandes diaclases ont été utilisées par l'érosion, il en est résulté ce dessin à grands redans à angle droit qui caractérise le relief de cette rive. C. Saibene avait déjà noté que le Val Ontragna suivait une cassure et que deux accidents expliquaient le Pian di Zapell à l'est de la Cima Palone, (Grigne Nord). De nombreuses diaclases Sud Ouest - Nord Est se remarquent sur la crête sud de la Grigne septentrionale et trouvent leur prolongement dans des brèches qui échancrent la crête Nord. Mais l'accident le plus important se situe sur le Val dei Molini et se prolonge au sud le long du Val Prada. Deux cassures déterminent une zone de broyage activement exploitée par l'érosion. La présence de calcaires dolomitiques marneux de couleur grisâtre explique peut-être cette localisation sur un point de faiblesse lithologique : zone terrigène entre deux écueils, comme le suggère P. Leonardi (I955) à propos des massifs des Dolomites ? c'est possible. Ici en tout état de cause, tectonique et lithologie se conjuguent pour aider une intense érosion verticale, alors qu'ailleurs prédominent les formes karstiques et glaciaires.

b) Les grands traits du relief sont structuraux :

fronts d'écailles donnés par la dolomie d'Esino, crêt de la table synclinale de la Grigne Nord moins ployée en son centre que ne l'admet de Sitter, série de crêtes monoclinales formant l'arête entre les sommets des deux Grigne. Les eaux courantes ont exploité les cassures et les fronts de chevauchement pour dégager le relief : le creusement des grandes vallées, principalement le lac de Come, ont grandement favorisé

cette érosion linéaire. Cette conception d'un relief jeune par sa formation, la reprise d'érosion des cours d'eau et le travail des grands glaciers et aussi des appareils locaux ne s'accorde pas avec l'existence de replats d'érosion cycliques s'étageant de la fin de l'Oligocène au Pliocène (C. Saibene, 1955). C'est supposer une mise en place ancienne que rien ne justifie. Leur existence même ne résiste pas à un examen, soit qu'ils soient douteux (au nord de Pizzo del Cich par exemple) ou inexistants (cirque de Releccio de Moncadeno, Zucco Pertusio, crête Pilastro - Pelagia), soit qu'ils correspondent à des replats glaciaires ou structuraux. Les replats vers 900 - 1000 mètres dans la Valsàssina et le couloir de Balisio sont recouverts de moraines et constituent le bord de l'auge glaciaire rissienne. Il en va de même pour ceux du Monte Albiga et du Fopp et à fortiori de celui du versant occidental du Coltignone qui coïncide avec la limite atteinte par les glaces würmiennes. Les replats pliocènes (entre 550 et 800 mètres) signalés en Valsàssina entre Prato et Pasturo correspondent au dégagement de l'assise de conglomérats permiens (verrucano lombardo). Il n'existe pas de replats d'érosion typiques et continus, l'hypothèse d'une rivière s'écoulant du Tre Signori à travers les Grigne vers la Valbrona et la plaine padane est-elle aussi sans fondement. S'il est probable que la Valbona écoulait jadis les eaux du Val Meria, mais qu'elle a été tronçonnée par l'ouverture du bras de Lecco, on ne peut aller plus loin car ce serait reconstruire à plus de 2000 mètres un relief imaginaire.

c) Les traces des glaciations quaternaires.

Bien que les deux Grigne soient assez élevées (plus de 2000 mètres), elles n'ont abrité pendant les périodes froides du Quaternaire que des glaciers de dimensions réduites. La dissection du relief et ses pentes souvent orientées plein Sud ne favorisaient pas la formation de névés et de glaciers. Le seul cirque glaciaire vraiment typique est celui du Campione sur la face nord - est de la Grigne Sud, barré vers l'aval par une accumulation de moraine vers 1765 mètres. Si celle-ci ne témoigne que d'un stade de retrait, il n'est pas possible d'admettre que le glacier vu la modicité extrême de son bassin d'alimentation ait pu descendre jusqu'à 815 mètres, à la Chapelle du Sacré Coeur, où il aurait rejoint le glacier de la Valsàssina. On ne trouve pas de trace de moraine dans le Val dei Grassi Lunghi, et les quelques gros blocs calcaires qui sont accumulés vers la chapelle ont pu être

apportés par les eaux contre le barrage glaciaire, ou par le glacier de la Valsàssina lui-même puisque pendant près de 20 kms, il longeait le flanc de la Grigne Nord. Le cirque de RElecclo ne porte pas de traces probantes d'un passage des glaciers, mais il a été vraisemblablement occupé par de petits appareils glaciaires vu sa situation sans que pour autant ceux-ci se soient beaucoup étendus.

Le "cirque" le plus vaste est celui du Moncodeno, mais en réalité, il n'a de cirque glaciaire que le nom qui lui a été attribué un peu trop facilement. Rien ici n'évoque un cirque glaciaire, ni même des dépressions glacio-karstiques du massif Ferrante - Presolana. Le dessin général est celui d'un quadrilatère, dissymétrique dans sa topographie interne. Cette dépression de 2 km de long sur I km 200 de large est extrêmement accidentée. La zone la plus basse se trouve le long de la crête nord, étroite et allongée, alors que le versant au nord de la cime de la Grigne Septentrionale s'abaisse rapidement, dangereusement accidentée, de gouffres, lapiez, couloirs d'éboulis. Nulle part on ne trouve de traces évidentes du passage des glaces ; roches moutonnées ou striées, accumulations morainiques. Seuls quelques gros blocs épars vers le refuge Bogani et l'Alpe de Moncodeno sont peut-être les restes d'anciennes moraines démantelées par les eaux courantes et la dissolution, à moins qu'ils ne soient dus à l'intense désagrégation post-glaciaire des versants. Etant donné qu'ils sont corrodés par la dissolution, il est impossible de se prononcer.

La dissymétrie du cirque de Moncodeno est liée en revanche à l'occupation des glaciers. Ceux-ci occupaient tout le "cirque" au moment de leur expansion maxima, débordant au nord par le couloir de Pian di Zapell. Lors de leur retrait, ils se cantonnèrent au versant du Bregai et au couloir du Nevaio en face Nord. Les eaux de fonte, même si leur pouvoir de dissolution est faible comme semblent le montrer les études de C. Ek (I964) par leur abondance même et secondées par les eaux de fonte des neiges beaucoup plus agressives, ont pu surcreuser la partie septentrionale. Celle-ci est une cuvette de dissolution, très accidentée, modelée par les eaux en bordure d'un glacier de paroi située sur le Bregai.

Sur le pourtour des massifs, les restes morainiques du grand glacier de l'Adda sont plus abondants, avec la même zonation dans les dépôts que plus à l'ouest : sur le versant Nord, les restes morainiques épars se retrouvent jusqu'à plus de I300 mètres à la Bochetta di Lierna et au Passo Cainello, tandis que le cordon morainique s'abaisse de I24I mètres au refuge Cainello, à II00 mètres à l'ouest du Pian dei Resinelli. Le maintien des accumulations morainiques apparaît comme dû à leur puissance plus qu'à une dissolution rapide qui aurait effacé celles de la Grigne Nord. La moraine du glacier du cirque de Moncodeno était sans aucun doute très mince, pour qu'aucune trace notable en ait été conservée. Le glacier s'écoulant sur de grandes dalles de calcaires les a plus poncées que modelées par un arrachement de blocs. Les parois recouvertes de glaces fournissaient peu de débris par gélifraction. Toutes les observations de terrain prouvent bien que c'est la dissolution karstique post-würmienne qui a modelé ce paysage au point d'annihiler, sauf en de rares points, toute trace du travail des glaciers locaux.

Les formes superficielles sont dues à la dissolution, et la cryoclastie a formé les coulées d'éboulis nombreuses sur la face ouest et sur les faces sud de la Grigne Nord. La cryoclastie n'a pu être active que lorsque les glaciers avaient presque disparu et son action se poursuit encore activement.

d) Le relief karstique des Grigne (figure 64)

C'est une des plus belles régions karstiques des Préalpes lombardes, et l'on comprend l'intérêt qu'y ont porté les chercheurs italiens. Le "cirque" de Moncodeno et la Grigne Nord ont fait l'objet d'une série d'études très précises et intéressantes de C. Saibene (I95I, I954), de G. Ceppa (I964), et de A. Focarile (I960). Malheureusement, les études du réseau souterrain sont à peine commencées. Les aspects sont différents et fonction de la nature des dolomies.

Les paysages de clochetons, aiguilles sont typiques des régions dolomitiques. On les trouve magnifiquement sculptées dans la Grigne Sud, le petit massif de Giardino et sur les flancs du Coltignone.

Leur génèse est en rapport avec un réseau de diaclases méridiennes utilisées par les eaux de dissolution. Les débris cryoclastiques sont peu abondants sur le versant nord de la Cresta Segantini (Grigne Sud), on observe vers le haut de petits clochetons se dégageant sur de grandes rainures de lapiez. Leur formation semble en rapport avec des processus de dissolution sub-aérienne utilisant les diaclases qui quadrillent, en particulier, le Giardino. La cryoclastie apparaît comme un processus secondaire.

Partout ailleurs dominent les formes classiques des paysages karstiques d'une montagne calcaire élevée : dolines, gouffres, lapiez. Le cas de la Grigne Nord, et en particulier du cirque de Moncodeno, est typique à cet égard. L'écoulement superficiel y est absent au profit d'un réseau souterrain qui alimente les sources du Val dei Molini. Dans sa partie amont, le torrent creuse intensément et se trouve à 700 mètres sous le rebord occidental du cirque. Failles, diaclases et surtout les joints de stratification ont guidé l'écoulement des eaux dans cette direction où il y a une concentration des résurgences beaucoup moins nombreuses sur les autres versants. Les bords du cirque de Moncodeno sur le Val dei Molini sont rongés par le ravinement et la dissolution : les clochetons de la Monaca et du Frate témoignent de cette évolution, plus rapide dans le passé.

A l'ouest du Val dei Molini, tout le bassin du torrent Esino est caractérisé par une karstification peu apparente. L'abondance des dépôts glaciaires accumulés par le glacier de l'Adda, vu sa position et son altitude plus faible (moins de 1500 mètres) n'ont pas permis en dépit de conditions lithologiques favorables le développement de belles formes de surfaces depuis le post-glaciaire. Cependant la présence de résurgences sous lacustres dans le lac de Come, et la grande grotte de Fumelatte à 325 mètres, avec un beau conduit karstique actif pendant la saison des pluies (C. Saibene, 1955) montrent l'existence d'un réseau souterrain drainant tout le bassin d'Esino, mais oblitéré par le passage des glaciers et leur accumulation. Le niveau de base se situe au niveau actuel du lac, la grotte ne fonctionnant que comme évacuation du trop-plein au moment des crues.

Les formes superficielles sont par contre bien développées dans le cirque de Moncodeno où les glaciers locaux n'ont pas laissé de matériel abondant. L'altitude et des précipitations fortes (plus d'I m,50 d'eau par an) l'ont favorisé ainsi que les fissures et diaclases très nombreuses.

La zonation des formes karstiques superficielles se retrouve sur la Grigne septentrionale (photo 6, planche III) :

I°) la zone des dolines se hisse jusqu'à l'extrême limite altitudinale de la forêt d'épiceas et de pins qui colonise les calcaires jusque vers I900 mètres. Elle est très développée entre I600 et I900 mètres, dans la partie inférieure du cirque de Moncodeno, mais des ébauches de dolines se remarquent au delà de la limite forestière. La forme dominante est celle de grandes dolines - entonnoirs, large de I0 à 20 mètres, profondes de 5 à I0. Ce cône renversé est colonisé par la végétation. Elles sont installées sur de grandes fissures verticales d'origine tectonique, plus nombreuses dans le fond du synclinal où les efforts de compression ont le plus disloqué la cohésion des calcaires : il y a vers le refuge Bogani un véritable champ de dolines entonnoirs. Sur les bords de la haute vallée dei Molini qui tranche la dalle des calcaires, les dolines coupées par l'érosion apparaissent prolongées vers le bas par une large fissure où suinte l'eau. A l'ouest du refuge, sur le fond plat des Foppe, la dissolution superficielle a creusé de dolines en baquets, larges de I0 à 20 mètres, profondes de 2 à 3 mètres. La pente, mais surtout la fissuration paraissent jouer un rôle primordial dans le façonnement du modelé karstique superficiel.

2°) Au delà de I900 mètres, quelques arbres parsèment la pelouse à rododendrons, qui très vite couvre tout le sol, puis à partir de 2300 mètres devient très clairsemée. C'est le domaine du Schichttreppenkarst, caractérisé par de grands lapiez et des gouffres. Les lapiez les plus profonds suivent les grandes fissures qui ébrèchent la crête méridionale : ce sont de véritables couloirs (karstgassen) profonds de I à 3 mètres, encore bourrés de neige lorsque nous avons visité cette zone au mois de Juillet I966. Les gouffres nombreux parsèment la partie basse et moyenne de ce secteur entre I900 et 2300 mètres : de forme circulaire, leur orifice n'a que quelques mètres de diamètre et leur profondeur apparente est de l'ordre de 2 à 6 mètres. Ces puits à neige,

installés vraisemblablement en fonction de profondes diaclases, sont de formes nivo-karstiques : les pentes fortes excluant toute action en profondeur des eaux sous glaciaires, mais dont l'origine est peut-être dans le travail d'arrachement du glacier. Les cannelures de dissolution sont rares, mais la grande fissuration de la roche a rendu la cryoclastie très efficace en particulier vers les sommets où d'abondants éboulis drapent les versants, tandis que plus bas elle désagrège les chicots rocheux, les bords des lapiez et des gouffres donnant un paysage accidenté, très chaotique. Les formes de creusement glaciaire (roches polies, moutonnées, striées..) ont disparu par suite de l'action conjointe de la dissolution et de la cryoclastie favorisée par la pente.

Le paysage de cette montagne calcaire a évolué très rapidement depuis la disparition des glaciers : les formes karstiques sont jeunes et l'évolution rapide. Les eaux ont pu ré-utiliser quelques formes élaborées avant la dernière glaciation, mais on ne peut parler, vu l'effacement du modelé glaciaire, de formes karstiques anciennes ravivées. L'intensité de l'érosion montre que le modelé actuel est récent. A côté de la gelifraction, la dissolution karstique se fait activement par la neige qui subsiste longtemps en été sous forme de névés, accusant les dépressions (dolines, entonnoirs..) et la circulation souterraine de ce karst haut-alpin. La dépression des Foppe, d'origine structurale, aménagée par les glaces est façonnée par la dissolution en larges dolines en baquets. La pente trop forte, la massivité de l'assise lithologique même diaclassée n'ont pas permis l'élaboration de formes typiquement cryo-karstiques ou glacio-karstiques.

A ces trois écailles des Grigne et du Coltignone, la stratigraphie comme la structure et le relief commandent de rattacher les masses de calcaires dolomitiques et de dolomies norienne, charriées sur l'avant pays, de la Cima Muschiada, du Monte Due Mani et du Resegone.

2°) Les masses charriées de dolomie norienne à l'est du couloir de Balisio.(photo 4, planche II).

A l'est de l'étroit couloir de Balisio qui relie la partie amont de la Valsàssina et le bassin de Lecco, une barrière continue et élevée ne s'abaissant pas au-dessous de 1000 mètres, sépare nettement les régions du Comasco des vallées du Brembo. De la Cima Muschiada au

nord, à la Corna Camozzera au sud, elle forme des reliefs vigoureux à peine coupés dans leur partie médiane par le petit col de la Forcella.

Ce sont trois grandes masses allochtones de calcaires dolomitiques et de dolomie norienne (Muschiada, Due Mani, Resegone) recouvrant à la fois les terrains autochtones du Trias et du Lias du haut Val Tallegio et la "nappe" "du Coltignone dans son prolongement oriental par le Monte Melma et le Pizzo d'Erna au-dessus de Lecco. Seule la partie méridionale, avec le chevauchement de la Corna Camozzera, apparaît comme une écaille de terrains autochtones, poussés sur l'avant pays, par le déplacement et les pressions énormes, conséquence de la mise en place des trois grands éléments charriés.

Le problème essentiel est celui de la mise en place des trois nappes de dolomie norienne par rapport aux Grigne. Il est bien évident qu'elles constituaient la partie supérieure de cet ensemble charrié. Leur semelle est formée des assises du Raibler que l'on retrouve sur le Coltignone et dans l'écaille de Brunero Algaro, partie supérieure de la Grigne Sud. (cf. Supra). Les Corni di Nibbio, constitués de dolomie principale et situés anormalement sur la partie nord-orientale du Coltignone, se rattachent à la nappe du Due Mani de l'autre côté du couloir de Balisio (figure 65). La stratigraphie comme les rapports structuraux montrent que ces trois nappes étaient originellement la couverture des Grigne. Cette couverture n'est pas restée en place et a glissé plein sud dans une direction assez différente de celle des Grigne. Il est remarquable que la partie nord de la Cima Muschiada se trouve à la hauteur de la Grigne septentrionale, mais reposant sur le raibler, apparaisse absolument indépendante de celle-ci.

Il s'agit d'un même ensemble lithologique et stratigraphique dont la zone d'origine se trouve dans les Alpes orobiques occidentales. Les premiers mouvements orogéniques portant en altitude ces masses de dolomie les ont placées dans une position instable, peut-être dès le Crétacé Supérieur (1° partie, chapitre 2). Les masses de dolomie principale qui en formaient la partie supérieure ont décollé de leur substratum plus plastique (Carnien) et se sont mises en mouvement, mais leur déplacement était encore limité, puisque les bords des nappes se retrouvent sur le Coltignone. Ce n'est qu'une deuxième phase tectonique plus forte (Oligocène-Miocène inférieur et moyen ?) qui a provoqué le décollement généralisé

à partir du Trias Inférieur (Servino) et la mise en place des Grigne. Entrainées dans ce mouvement général, les nappes dont le mouvement vers le Sud était amorcé ont glissé le long des trois écailles (Grigne et Coltignone), qui se mettaient en place. Le chevauchement de celles-ci, l'une sur l'autre du Nord au Sud, a contribué à en dégager la couverture déjà déplacée. La mise en place amorcée avant le décollement de la série de base du Trias s'est poursuivie avec le glissement des Grigne et c'est seulement dans la partie sud (Coltignone, Erna) que la poussée des deux écailles des Grigne n'a pas été capable d'opérer une translation totale des masses Noriennes.

Un tel mécanisme ne se conçoit que par l'existence d'une pente Nord-Sud, mais l'observation montre que le plan de charriage se relève actuellement du Nord vers le Sud de 650 mètres dans le couloir de Balisio, à 1240 mètres à la Passalta à l'extrémité méridionale du Resegone sur une distance de 8 kilomètres !. Même en faisant entrer en jeu l'énergie cinétique de la masse glissant sur le flanc des Alpes orobiques, il apparaît difficile de lui faire franchir une pente de plus de 7 % sur une telle distance !. La présence de l'axe anticlinal de l'Albenza sur lequel repose le chevauchement de la Corna Camozzera, montre au contraire que la pente du plan de charriage est basculée par le relèvement de la bordure préalpine, postérieurement à la mise en place des nappes. Celui-ci sera étudié au chapitre suivant, mais comme plus à l'ouest il est plus récent, prouvé par le relèvement des couches de Pliocène et même du Villafranchien de la plaine lombarde.

Ce rejeu de la bordure s'est accompagné de mouvements tectoniques à l'intérieur des Préalpes. Le couloir de Balisio suit une grande faille presque Nord - Sud, qui dénivelle la dolomie principale de la Cima Muschiada, par un soulèvement du compartiment occidental basculé vers le lac de Come, et responsable en partie de l'inclinaison des couches des Grigne vers l'Ouest. Au niveau des Corni di Nibbio, la base de la dolomie principale charriée est suspendue sur le couloir tandis que dans le couloir même elle n'apparaît pas et que n'affleurent ni le prolongement oriental de la Grigne Sud, ni le substratum autochtone. Une faille à regard Est a abaissé tectoniquement la partie nord des masses charriées de Norien, rendant ainsi compte de leur position actuelle anormalement basse par rapport aux Grigne. L'accident a été utilisé par l'érosion qui a dégagé l'étroit couloir de Balisio.

C'est aussi à des failles mais de rejet faible qu'il faut attribuer le profil en "crêtes de coq" du Resegone, sous l'effet du charriage et du relèvement postérieur la masse de dolomies noriennes de près de IOOO mètres de puissance s'est disloquée par une série de petits accidents, utilisés par l'érosion comme couloirs d'éboulis, et par la dissolution pour façonner clochetons et aiguilles, moins nombreux et moins typiques que dans la Grigne méridionale. Le Col de la Forcella entre Cima Muschiada et Resegone est d'origine structurale, c'est le point de contact entre deux masses charriées.

CONCLUSION

Des rives du lac de Lugano aux abords de la province de Bergame, paysages et styles tectoniques changent totalement. Les sommets arrondis font place à des crêtes escarpées et déjà élevées, les chevauchements limités à d'importants charriages. Ceux des Grigne et du Resegone annoncent de façon grandiose les montagnes du Bergamasque.

Le problème essentiel est d'établir les relations morphogénétiques entre Préalpes de Come et de Lecco, entre des montagnes de style tectonique et de formations différentes. Les remarques faites au cours de cette étude régionale amènent un certain nombre d'observations d'ensemble :

I°) Du lac de Lugano au Resegone, les reliefs structuraux sont de plus en plus accusés et prépondérants à l'est du bras de Lecco où l'on ne retrouve pas de trace d'aplanissement.

2°) Le réseau hydrographique à l'est de Lecco s'est établi en fonction d'un relief usé et s'est enfoncé profondément après le fort relèvement fini-Miocène et villafranchien. Dans les Préalpes de Lecco, il se localise sur de grandes fractures (failles de Lecco, de Balisio, déchirure structurale de la Valsàssina) et son implantation est plus récente : postérieure à la mise en place des Grigne et du Resegone pour le couloir de Balisio, quaternaire pour le bras de Lecco. Partout les grands glaciers descendus de la chaîne alpine l'ont notablement bouleversé

tandis que les glaciers locaux n'ont joué qu'un rôle très secondaire.

3°) La mise en place des charriages de la région de Lecco s'est échelonnée dans le temps. Elle n'a pu se faire que grâce au fort soulèvement des Alpes orobiques dans la zone du Tre Signori, et surtout grâce à une pente vers le Sud et à un relief relativement aplani. Elle apparaît dans sa phase ultime contemporaine de ce relief usé dont on discerne des témoins dans le Triangolo Lariano et au Generoso. Elle a bouleversé par contrecoup toute la bordure autochtone voisine, provoquant les grands plis faillés et chevauchants de l'est du Triangolo Lariano, les écailles du Monte Barro, le chevauchement du Bolletone. Ses effets vont s'atténuant vers l'ouest.

Elle a été suivie d'un soulèvement de la flexure préalpine démontré par la pente Sud - Nord du plan de charriage du Resegone. Les tensions engendrées ont provoqué des cassures de grandes dimensions (faille de Balisio) et le basculement des Grigne vers l'Ouest. Cette phase prend place à la fin du Miocène et au Plio-Quaternaire. Le relèvement de la bordure et des Préalpes est plus accentué à l'ouest de Lecco, où il n'y a pas de surcharge par l'apport de masses charriées. Avant le Villafranchien, le réseau hydrographique s'installe en fonction de ses anciens axes à l'ouest, en fonction des reliefs créés par une tectonique récente à l'est, avant d'être modifié par une première descente des glaciers (Günz ?). Au Pliocène, les rivières s'installent et creusent selon des modalités différentes de part et d'autre du bras de Lecco. Celui-ci, zone de faiblesse lithologique, véritable ligne de cols, très basse entre Bellagio et Como sera ouvert facilement par l'érosion glaciaire.

4°) Les types de relief de la montagne sont sous l'étroite dépendance des conditions lithologiques et structurales. Les aplanissements n'ont qu'un rôle restreint car l'érosion les a déjà profondément disséqués.

5°) La tectonique n'a fait que relever à l'ouest un aplanissement ancien. Il n'y a pas lieu d'en chercher des prolongements hypothétiques soit vers le Nord, soit vers l'Est. L'existence de niveaux d'érosion hormis en Val Breggia est plus que douteuse. De même des drainages vers le Nord ou vers l'Ouest à travers les Préalpes pendant le Tertiaire relèvent de la pure imagination. Le réseau hydrographique actuel résulte d'anciens cours bien établis (Bras de Come, Lambro), d'une adaptation aux conditions structurales et au creusement ou au remblaiement des glaciers.

CHAPITRE 4

LA MONTAGNE BERGAMASQUE

Les Préalpes bergamasques forment un ensemble bien individualisé entre les masses charriées de la Muschiada et du Resegone à l'ouest et la grande coupure du Val Camonica et du lac d'Iseo à l'est. L'entité historique qu'est la province de Bergame (dont les limites correspondent à peu de choses près à celles définies) se fonde sur la convergence des eaux vers Bergame, par trois rivières (Brembo, Serio, Cherio). C'est le "faisceau" ou le "bouquet" des rivières bergamasques. Seule, échappe à celle-ci la partie Nord Est du territoire (Val di Scalve et son prolongement par la Via Mala ainsi que les petits affluents de l'Oglio) rattachée historiquement à la province de Brescia avec laquelle les communications étaient plus aisées. Cette convergence hydrographique vers Bergame ne se combine pas avec des passages faciles d'une vallée à l'autre : si à l'est du Serio, les bassins de Clusone, de Leffe et de Pianico aérent la montagne et mènent à des seuils bas ; ailleurs et particulièrement à l'ouest du Serio, le relief reste accidenté et les voies de communications ouvertes à la grande circulation (Selvino) ou en cours de réalisation (route de Nossa à Oltre il Colle) franchissent des passages peu élevés mais d'accès malaisé. La montagne bergamasque au sud de la chaîne orobique est caractérisée, par un cloisonnement du relief, entre les grands axes hydrographiques et entre leurs affluents. Il en est résulté dans le passé un particularisme vivace des communautés montagnardes. Il se retrouve aujourd'hui dans un certain individualisme des mentalités et des intérêts d'une vallée à l'autre.

Le relief présente des vallées encaissées, ne s'ouvrant que rarement sur des bassins plus larges, et des montagnes élevées, d'accès souvent malaisé. Vers le Nord, en avant de la chaîne orobique, c'est une ligne à peu près continue de bastions calcaires s'élevant à plus de 2000 mètres de la Corna Grande à l'ouest, à la Concarena à l'est, en passant par la Cima di Menna, l'Arera, la Presolana et le Camino. Au sud de celle-ci, le relief oppose des bassins aux formes douces de dimensions limitées, séparés par des massifs de calcaires dolomitiques, pas très élevés, (moins de 2000 mètres en général) mais qui sont de véritables murailles : Cancervo, Sornadello, Vaccareggio, Alben, Formico...

Vers la plaine padane, le relief s'adoucit, perd de l'altitude avant de se redresser dans une crête continue qui du Monte Tesoro en Albenza va jusqu'au Bronzone sur les rives du lac d'Iseo. Entre la montagne et la plaine le contact est net : une grande flexure abaisse brutalement les couches secondaires. Une structure très différente caractérise la montagne et sa bordure : aux charriages et aux grandes cassures de la montagne, affectant les couches triasiques font place au Sud des plis relativement réguliers à grand rayon de courbure, même si des accidents locaux (charriages) viennent troubler la disposition des terrains du Jurassique et du Crétacé. C'est sur cette opposition à la fois du relief et de la tectonique que se fondera une division morphologique des Préalpes bergamasques, entre la montagne et sa bordure. La première apparaît comme le prolongement vers l'est des Préalpes de Lecco : c'est par là que commencera notre étude régionale.

Si de part et d'autre de la vallée Nord-Est - Sud-Ouest du Serio il y a continuité des axes du relief et de la structure, l'aspect d'ensemble de la montagne est différent. L'aération du relief est plus grande à l'est du Serio. L'unité de drainage autour du Brembo ne se retrouve pas à l'est, où le réseau hydrographique se partage entre Serio, Cherio et Dezzo. Les massifs de dolomie principale sont moins élevés, dans la moyenne montagne à l'est du Serio. Le style structural est identique, mais à l'ouest les masses charriées sont de dimensions modestes, tandis qu'à l'est du Serio, elles constituent des massifs entiers (Presolana, Camino - Concarena).

I - LES PREALPES BERGAMASQUES A L'OUEST DU SERIO -

Le relief est sous la dépendance étroite des conditions lithologiques des terrains autochtones : de chaque côté du Brembo, les plus hauts reliefs sont donnés par des masses de dolomies autochtones (Ladinien, Norien) tandis que les couches plus tendres du Carnien et du Rhétien sont largement creusées par l'érosion. Les masses charriées se réduisent aux klippes du haut Val Taleggio et vers l'est aux petits massifs compliqués de l'Arera - Monte Secco, auxquels il faut ajouter celle du Pizzo di Spino - Monte Zucco qui, immédiatement à l'est du Brembo, entre ce fleuve et le Serina pose un cas particulier. En avant des bombements de Caprile, Mezzoldo et Trabuchello, il n'y a pas de grands charriages, leur relèvement a constitué un obstacle et bloqué tout glissement vers le sud, comme en témoignent les klippes du Val Terzera et du Pizzo del Vescovo (II° partie, chapitre 2). C'est dans cette perspective et en tenant compte des grands accidents longitudinaux (faille de Valtorta à l'ouest, de Valcanale à l'est) qu'il convient d'examiner les problèmes morphologiques, de part et d'autre de la vallée du Brembo. Bien qu'elles présentent un intérêt certain, elles n'ont fait l'objet que de rares études géologiques depuis les travaux des géologues néerlandais et l'article déjà ancien, de A. Desio (1934) sur le Val Taleggio.

I°) Le Val Taleggio et ses bordures : le problème des klippes et du réseau hydrographique actuel.

La faille de Valtorta est un accident majeur des Préalpes : elle dénivelle de plusieurs milliers de mètres les terrains secondaires et met en contact la dolomie norienne avec le Permien et la base du Trias. Structuralement, toute la région du Val Taleggio se présente comme un bloc abaissé et basculé vers l'ouest, vers la Grigne et le Resegone.

Le Val Taleggio est un bassin accidenté, drainé par le torrent Enna et ceinturé par des crêtes de dolomie norienne, soit autochtones comme la Corna Grande et le Pizzo Bacciamorti au nord, le Venturoso - Cancervo à l'est ; soit charriées Resegone et Muschiada

à l'ouest. A l'intérieur de ce quadrilatère, des terrains allochtones du Trias (Zuccone, Zuc di Maesimo) recouvrent le Rhétien dégagé auparavant par l'érosion, et se trouvent nettement en contrebas par rapport aux bordures dolomitiques.

a) La mise en place des klippes.

Bien que le problème de la mise en place ait été envisagé, dans une optique générale, au cours de la Ière partie (chapitre 4, III,3), il faut le replacer ici dans son cadre local. Il permettra d'ailleurs d'envisager des problèmes annexes. A. Desio (I934) a montré les structures charriées de cette parties des Préalpes. Elles sont moins importantes et moins apparentes qu'à proximité de Lecco. A côté d'une écaille de dolomie à Conchodon (Rhétien supérieur), poussée sur le Lias de la Costa del Palio, trois ensembles peuvent être distingués :

- Dans la partie occidentale du Val Taleggio, deux massifs charriés peu étendus, (Zuc di Maesimo, Corno Zuccone) constitués de dolomie principale en position anormale.

- A l'est, trois klippes de dolomies d'Esino avec une semelle d'Anisien, c'est la "nappe de Salzana" (L.U. de Sitter, I949), d'étendue plus considérable que les précédents : Corno del Bruco, Cantaldo, Reggetto.

- Le monte Sodadura apparaît comme un double klippe : un premier klippe de dolomie principale étant recouvert par un horizon de brèches tectoniques et des calcaires anisiens, (figure 66).

La position géographique de la pyramide du Sodadura ne manque pas d'intérêt : sa base plane et inclinée Nord-Sud se situe à I850 mètres ; il se trouve au droit d'un échancrement notable dans la ligne de crête des terrains dolomitiques autochtones. Bien qu'on puisse l'attribuer à l'érosion très active (par ravinement) du torrent du Valle Secca, elle correspond à un abaissement d'axe entre Cima di Piazzo et Monte Aralalta. Le pied du Monte Sodadura se trouve sur la ligne de partage des eaux entre les deux versants.

La mise en place des klippes au sud du Monte Sodadura s'est faite individuellement puisque chacun d'eux repose directement sur le substratum autochtone. IL n'est possible d'établir un rapport entre les uns et les autres que grâce au Monte Sodadura où l'Anisien, que l'on retrouve sous les klippes de la nappe de la Salzana, recouvre le Norien. Les deux klippes occidentales (Zuc di Maesimo, Corno del Bruco) ont glissé avant les klippes de dolomie d'Esino qui ont chevauché un lambeau de dolomie norienne au Sodadura. Un problème est de savoir si les klippes du Maesimo et du Corno del Bruco sont à rattacher aux autres éléments charriés du Val Taleggio ou aux nappes du Resegone et de la Muschiada (De Sitter, 1949). La deuxième solution ne peut être retenue car en dépit de la proximité de la nappe de la Muschiada, le plan de charriage de celle-ci est à une altitude inférieure à celle du Zuc de Maesimo (1000 mètres - 1500 mètres). Le Zucone s'en trouve éloigné et les rapports avec le Resegone sont problématiques. On doit envisager pour le Resegone et les deux klippes de dolomie norienne du Val Taleggio des origines différentes. Ces derniers par leur position à l'est de la faille du Valle del Faggio sont à rapprocher des autres éléments allochtones du Val Taleggio.

Leur disposition réciproque selon un éventail nord-sud, à partir du Sodadura montre que leur mise en place s'est faite selon cette direction. De Sitter (1949) avait noté que le Ladinien de la nappe de Salzana était constitué de calcaires noirs de Perledo - Varenna. Il est difficile de les rattacher à ceux qui forment maintenant l'extrémité occidentale de la Grigne Nord. On peut supposer que ce même faciès se développait aussi à l'est du récif de la Grigne Nord. Le glissement des Grigne dans un sens Nord-Est - Sud-Ouest (chapitre précédent) ne s'accorde pas avec des corrélations de nappe à nappe entre Grigne et Val Taleggio. La similitude des faciès prouve une patrie d'origine voisine. Leur mise en place est différente (Ière partie, chapitre 4), et elle mérite quelques détails supplémentaires. Le glissement postérieur des calcaires ladiniens est venu chevaucher la traînée des masses noriennes, d'où le recouvrement Anisien / Norien du Sodadura, puis il s'est placé plus bas là où il pouvait éviter les klippes noriennes à l'est de celles-ci.

Comme pour la Grigne Nord, la zone d'origine des terrains se trouve dans la zone la plus élevée tectoniquement, c'est à dire vers le grand chevauchement du Tre Signori dont le sommet est à 8 kilomètres à vol d'oiseau du Sodadura. Les masses charriées dont le plan de charriage a une forte pente vers le Sud, montrent qu'un glissement postérieur s'est produit en raison du creusement de l'Enna. Mais pendant cette mise en place, le relief était relativement aplani, ce qui pose le problème de la localisation et du creusement de la Valle Stabina.

b) Le réseau hydrographique.

La Valle Stabina n'est qu'une gorge encaissée entre des murailles de calcaires dolomitiques du Norien, de Valtorta à son confluent avec le Brembo. Elle traverse ainsi d'Ouest en Est la masse la plus compacte et la plus homogène du Trias. Ce coup de scie ne peut être imputé au hasard et au seul pouvoir de creusement vertical des eaux. Il n'a pu se faire que lorsque la mise en place des nappes était terminée ou au moins presque achevée. Sa localisation n'est pas guidée par l'existence d'une ou plusieurs fractures importantes dans la masse de dolomie principale où le Stabina s'est enfoncé au lieu d'utiliser la fracture du Valtorta. Cette position anormale a été fixée en avant du front nord des masses charriées, sur le plan de glissement. Le Sodadura n'est qu'un témoin de cette disposition ancienne qui a provoqué l'épigénie de la rivière par creusement vertical (figure 67).

Le tracé du torrent Enna, franchement Ouest-Est, au sud des klippes du Val Taleggio est tout aussi énigmatique. A l'Ouest, la masse charriée du Resegone - Muschiada sert bien de ligne de partage des eaux ; au nord, les affluents ont disséqué les masses allochtones de dolomies triasiques ; mais alors que le cours normal des eaux aurait dû se diriger vers le sud dans le grand synclinorium de la Valle Imagna, le torrent Enna coupe la masse de dolomie principale entre Cancervo et Sornadello. Le réseau hydrographique du Val Taleggio apparaît dans le prolongement de celui du Brembilla, dont il est séparé par un col peu élevé (884 m.) Le cours actuel de l'Enna paraît plus récent et avoir capturé toute la partie amont d'un ancien réseau méridien.

Le changement de cours peut être précisé relativement par les conglomérats d'Olda. Vers 780 mètres, à l'ouest de ce village, on trouve sur la crête d'interfluve entre Valle Della Madonna et Torrent Enna, un conglomérat tufacé composé de cailloutis grossiers et déjà émoussés provenant du Corno Zuccone. Il s'apparente aux brèches que l'on rencontre dans la montagne lombarde (Ière partie, chapitre 5, IV). Sa position à quelques 150 mètres au-dessus du talweg actuel montre sa relative ancienneté. Il doit être rapproché des grandes masses de conglomérats de la montagne Lombarde, attribués au Villafranchien. Etant plus bas que le Col di Bura, on peut en conclure que le cours de l'Enna était déjà fixé à ce moment-là. C'est sans doute une reprise d'érosion pré-villafranchienne qui a provoqué le glissement vers les talwegs, jusqu'à leur position actuelle, des masses charriées du Val Taleggio. Il n'est toutefois pas à exclure un rejeu récent (Villafranchien ?) de la bordure orobique. Celle-ci se trouve à la Corna Grande ou au Monte Aralalta à une altitude légèrement supérieure à celle de la base du Monte Sodadura, il aurait alors eu pour conséquence l'ultime mise en place, en contrebas par rapport au Sodadura, des klippes dolomitiques. Les deux hypothèses ne sont pas incompatibles.

La coordination de ces différentes observations aboutit aux conclusions suivantes :

1°) Après un aplanissement du relief, le soulèvement orobique provoque le glissement fragmenté de sa couverture triasique, sur les Préalpes abaissées par la faille de Valtorta.

2°) Dans leur mouvement vers le Sud, un temps d'arrêt marqué par le Sodadura fixe le cours actuel du Stabina.

3°) Un premier creusement des vallées du Val Taleggio et un relèvement de ses bordures entraîne un glissement limité des klippes vers les talwegs. Un changement de climat contemporain de ces mouvements (Villafranchien) fossilise par des conglomérats ces premières vallées. Le creusement postérieur en fonction du Torrent Enna se localise sur

les anciens interfluves. Il est de l'ordre d'une centaine de mètres. L'activité du ravinement dans les schistes rhétiens ne permet pas la conservation de terrasses climatiques.

2°) Les charriages et leurs problèmes corrélatifs entre Brembo et Serio.

Dans cette zone, les recouvrements anormaux sont moins nombreux et se limitent à deux zones très différentes : celle de l'Arera - Monte Secco au sud du Val Canale, et celle du Spino - Monte Zucco près du Val Serina. La première par ses caractères et les problèmes qu'elle pose rappelle le Val Taleggio.

a) La région Arera - Monte Secco n'est pas sans présenter des analogies avec le Val Taleggio par la position des charriages du Pizzo Arera et du Fop - Monte Secco, immédiatement au-dessus du Val Canale. Malheureusement dans cette zone très accidentée, les structures sont mal connues, et aussi bien les travaux de Sitter, que la carte géologique, pourtant récente de Bergame se réfèrent aux levés effectués par H.C. Raasveldt (1939). Les deux charriages sont différents par leur structure sinon par leur matériel (calcaires dolomitiques reposant sur de l'Anisien). Si le Fop - Monte Secco est un charriage simple, l'Arera - Cima Valmora est constitué d'un double charriage de Trias reposant sur le substratum autochtone fortement relevé vers le Nord (figure 55). Leur provenance depuis le lourd bombement permien de Cabianca - Trabuchello, situé immédiatement au nord, est indubitable. L.U. de Sitter (1949, p. 226) a montré comment les efforts orogéniques s'étaient traduits le long de ce bombement par de véritables cisaillements dans la masse autochtone du Trias (faille de Val Canale, chevauchement d'Ardesio), abaissée tectoniquement et sur laquelle serait venue s'encapuchonner après glissement en masse, sous l'effet de la gravité, la couverture triasique du Trabuchello. Nous ne nous rallierons pas à cette conception, lui préférant celle d'une mise en place, indépendamment l'une de l'autre, des deux masses charriées d'Ardesio et du Monte Arera.

La première objection à l'existence d'une nappe unique est la destruction d'une épaisseur considérable de Trias charrié qui est demandée à l'érosion, celle de toute une nappe : chose bien étrange même si l'on doit admettre un relief élevé, car juste au sud, les terrains du Norien et du Carnien autochtones n'auraient guère été retouchés par l'érosion, depuis la mise en place des nappes qui les ont recouverts. Et dans ce cas, on voit mal pour quelle raison, le Val Canale par une gigantesque inversion de relief se serait fixé dans la nappe !. Partout ailleurs (Grigne, Presolana, Concarena) celles-ci sont largement conservées et forment des reliefs. En plus de ces arguments, il y a les structures différentes des deux ensembles (chevauchements d'Ardesio et du Pizzo Arera, figure 55) qu'il est difficile, sinon impossible de raccorder entre eux (cf. supra). Il faut admettre une mise en place indépendante des deux charriages, chacun ayant glissé pour son propre compte et avec ses propres vicissitudes, l'une et l'autre ne sont que les restes de masses plus considérables, comme le prouvent les énormes accumulations de brèches cimentées et karstifiées du Villafranchien sur leur versant septentrional. Comme en Val Taleggio, la mise en place est antérieure à l'ouverture des vallées et celles-ci se localisent sur le bord nord des klippes. Le double charriage de l'Arera est dû à l'empilement de deux masses charriées dans une zone plus basse topographiquement. Le problème des ruptures est résolu en admettant qu'elles sont antérieures à la mise en place définitive, elles se sont produites pendant le glissement sur le flanc de l'anticlinal de Trabuchello (figure 68).

Les écailles dans la masse de la Presolana et le déplacement du Monte Cornetto fournissent (figures 25 et 71), une illustration de ces chevauchements localisés affectant une nappe en voie de glissement.

Cela suppose l'abaissement préalable du compartiment au sud de la faille de Val Canale, à la suite de mouvements orogéniques générateurs de tensions et cause de la ligne de contact anormal d'Ardesio (de Sitter, 1949), qui est véritablement une déchirure structurale au niveau des schistes du Servino, recouvrant le bombement de Trabuchello. Ceux-ci ont par cisaillement glissé vers le Sud entraînant à leur sommet une écaille de calcaires et de dolomies triasiques.

La faille de Val Canale est un accident ancien du bâti lombard (cf chapitre 2 de cette 2° partie). L'abaissement du compartiment méridional et la pente liée au soulèvement du Trabuchello expliquent le glissement de la couverture. Celle-ci est venue buter contre la barrière mal nivelée des calcaires dolomitiques autochtones. Ils sont ployés, cassés par des failles et basculés vers le Sud. Les couches de Raibler (formation marno-calcaire de Gorno) ont permis le dégagement du Valle di Nossa jusqu'au col de Zambla.

b) Les montagnes de l'Ortighera - San Menna et le problème du glissement du Zucco - Spino.

Entre la Cima Arera et la vallée du Brembo, s'interpose le haut massif de calcaires dolomitiques de l'Ortighera - Cima San Menna qui, par sa massivité et son altitude à peine plus faible rappelle celui de l'Arera, dont il est séparé par un long seuil, assez bien calibré. Ce seuil correspond à un graben où ont été préservées les couches de Carnien plus tendres, c'est le Val Vedra dont la présence n'est sans doute pas étrangère à celle du double charriage du Pizzo Arera voisin. Au sud du bombement de Trabuchello, et fortement relevé par celui-ci, puisque les calcaires dolomitiques autochtones du Ladinien atteignent 2300 mètres, alors qu'à l'ouest du Brembo, ils ne sont qu'à II00 - I200 mètres près de San Martino dei Calvi, l'Ortighera - Menna n'est pas recouvert par des terrains allochtones;

Sur son versant méridional affleurent largement les assises tendres du Carnien, et entre autres les gypses de Dossena (50 mètres) qui couronnent cet étage et forment la base de la dolomie principale. Leur exsitence explique le glissement de la dolomie principale du Zucco - Pizzo di Spino recouvrant par une semelle de Carnien tendre la dolomie norienne et le Rhétien inférieur entre les vallées du Serina et du Brembo. Bien qu'il n'y ait là rien d'exceptionnel, il faut noter que c'est un des rares charriages qui ne soit pas directement en rapport avec l'axe orobique. Son existence est due au seul soulèvement d'un massif préalpin autochtone et à des conditions lithologiques éminemment propices. Il ne manque pas d'intérêt dans ce cadre régional et permet d'expliquer le tracé du Val Parina.

Cette rivière traverse sur son bord méridional tout le massif Ortighera - Menna pour remonter le Val Vedra, concurrençant dangereusement la vallée du Serina à hauteur d'Oltre il Colle. La position anormale du Parina en aval de cette localité, encaissé transversalement dans le flanc du bombement des dolomies d'Esino et n'empruntant pas la bande de terrains tendres du Carnien supérieur, ne peut s'expliquer par un accident transversal qui aurait guidé le creusement des eaux. Immédiatement au sud, la vallée de Dossena ou Val Asnera, travaillant dans des conditions beaucoup plus favorables (niveau de base plus bas sur le Brembo, gypses de Dossena), n'a pas encore poussé très loin ses sources, bien qu'elle menace de capturer les affluents de rive droite du Serina à hauteur de ce village. Cette contradiction résulte d'une ancienneté inégale des deux vallées.

Le Val Asnera est plus récent que la Parina. Il n'a pu s'ouvrir qu'après la mise en place définitive de la nappe Zucco - Pizzo di Spino, mettant à jour les conditions structurales permettant son développement à partir du cours du Brembo. Le Val Parina est antérieur à ce charriage : les placages de calcaires marneux et de gypses du Raibler au nord de Dossena et vers le Mont Vaccaregio montrent qu'il faut voir ici la zone d'origine du Norien charrié par glissement vers le Sud. C'est sur son bord septentrional et avant son décollement que s'était fixée une rivière (Le Parina). Son ancienneté lui a permis de s'y fixer et profitant de cet avantage de repousser ses sources assez loin vers le Nord-Est.

Par rapport au Val Asnera, le Serina est gêné dans son creusement en aval de Serina par une série de bombements de dolomie principale qu'il doit franchir. Il suit actuellement le bord oriental de la nappe Zucco - Spino, mais doit la franchir vers Lepreno.

Si le cas des rivières secondaires vient d'être vu, le problème essentiel de ce réseau hydrographique reste le cours méridien du Brembo.

c) Le cours du Brembo.

Le tracé de la vallée du Brembo entre Piazza Brembana et Zogno est à peu près rectiligne, franchement Nord -Sud. Le problème n'a jamais été abordé, et il faut bien reconnaître que l'on manque d'éléments. L'existence des conglomérats villafranchiens au nord de San Giovanni Bianco (cf chapitre 8 de cette II° partie) et de dépôts pliocènes (Almeno San Salvatore) à son débouché prouvent qu'au début du Quaternaire, la vallée était creusée à son emplacement actuel. Elle ne correspond pas cependant à un fait structural. Au sud de San Martino dei Calvi, elle franchit l'épaisse série des calcaires dolomitiques d'Esino au point où l'antidinal de l'Ortighera plonge fortement vers le Sud-Ouest et l'Ouest. En dépit d'un abaissement rapide du toit du Ladinien de I600 à 900 mètres de l'Ortighera aux Coste Pagliari, il n'y a pas de fracture. La continuité des calcaires et marnes du Raibler est remarquable de part et d'autre du cours de la rivière, mais au sud de Camareta les pendages sont plus faibles qu'au nord et sur la rive orientale de la rivière. L'accélération des pendages vers le Nord fait que la masse de dolomie principale du Sornadello au Venturosa jouxte le cours du Brembo. Cette disposition a contribué sans doute à en fixer l'emplacement, mais on peut se demander si elle en est la cause essentielle, quand on a vu le Brembo couper la barrière de calcaires dolomitiques du Ladinien. Elle paraît plutôt une adaptation postérieure après une implantation en fonction de conditions topographiques qui ne nous sont pas connues.

Vers San Pellegrino, le passage du Brembo se situe au contact de deux zones de structures différentes (figure 69) : à l'est du fleuve, la dolomie principale est cassée par des failles inverses à regard Est, déterminant une série d'écailles alors que la rive occidentale présente, sous la nappe du Zucco - Pizzo di Spino, une structure plissée par des plis à grand rayon. L'un des passages les plus étroits entre San Pellegrino et Spino est dû au contact entre nappe du Spino et dolomie autochtone du Zucco de Zogno.

De même que plus au nord où il traversait obliquement le bombement de Trabuchello, le cours moyen du Brembo, dans sa partie montagnarde, montre une indifférence aux grands traits structuraux.

Il paraît s'être établi en fonction du relief créé par le soulèvement orobique, et déterminant une pente vers le Sud. Les adaptations du tracé du fleuve ne sont que locales. On peut se demander dans quelle mesure les mouvements tectoniques reconnus (glissement du Zucco - Spino) ou présumés (relèvement des bordures le long de la faille de Valtorta) ne traduisent pas un réajustement d'ensemble de la montagne après les grands soulèvements orobiques, une fois le fleuve établi.

d) Le Monte Alben et ses bordures (carte générale n° 2 figure 71).

Le Monte Alben mérite une place à part. C'est un puissant massif de dolomie norienne, en position monoclinale, mis en valeur par l'érosion qui a déblayé le Carnien. Mais son rôle est plus important : la masse de quelques mille mètres de dolomie du Norien se fait sentir sur la tectonique de ses bordures, lui imposant un style cassant. L'extrémité septentrionale du Monte Alben semble correspondre à un accident tectonique. S'il est impossible d'observer le contact entre la dolomie norienne et son soubassement de Carnien, vers le col dei Brassamonti, on note une série de grandes fractures Ouest - Est responsables de la forte désagrégation du versant et de grands éboulis tapissent les pentes. Une multitude de diaclases ont favorisé sur le versant oriental la désagrégation et le modelé actuel en tours et en piliers. Les accidents les plus notables se trouvent au sud et à l'est.

Une série de failles orientées Sud - Sud-Ouest - Nord-Nord-Est déterminent un horst relevant la dolomie principale au Monte Succhelo (1505 mètres) et sur ses pentes méridionales, horst basculé vers l'Ouest et s'abaissant en touche de piano sur le Sud, où les calcaires marneux du Rhétien affleurent vers Selvino. La faille orientale ou de Selvino met en contact anormal la dolomie principale avec le Rhétien supérieur vers Aviatico. A l'ouest, la bordure rectiligne formée par la dolomie à Conchodon du Rhétien supérieur est un escarpement de ligne de faille inverse, le bloc du Castello (1092 m.), couronné par un chapeau de Lias, correspond à un graben. L'érosion a déblayé les schistes et les calcaires marneux rhétiens du horst.

Ce graben du Castello basculé vers l'Ouest explique la conservation du Lias et les reliefs monoclinaux du Castello dérivant de l'escarpement de ligne de faille situé à l'est. Le rejet de la faille sans être considérable a permis cette évolution.

A l'ouest de Selvino, la tectonique a abaissé la série du Trias - Lias par deux gradins de failles (Monte Poieto et Monte Rena). L'inversion de relief est avancée et les crêtes liasiques de ces deux sommets dominent la dépression de Selvino. Le brachysynclinal du Monte Rena abaissé de quatre cents mètres au moins par rapport au gradin du Poieto a été largement préservé par l'érosion et l'abrupt oriental du Poieto est un escarpement de faille retouché par l'érosion. La tectonique cassante de cette région est postérieure à une phase tectonique ayant plissé la couverture liasique en une série d'anticlinaux et de synclinaux : la faille orientale du Poieto tranche l'extrémité occidentale du synclinal du Monte Rena.

Ces failles paraissent en rapport avec le chevauchement de la dolomie principale de la bordure préalpine au sud de Selvino, sur lequel elles vont s'appuyer. Les tensions engendrées par le jeu du chevauchement bordier, la rigidité de la dolomie triasique et la présence du bloc du Monte Alben ont déterminé une tectonique de failles donnant une structure en blocs dénivellés Nord-Sud, et un relief dérivé du à l'érosion déblayant les assises schisteuses. L'examen des formes du relief ne permet pas d'envisager une inversion de relief à partir d'un aplanissement : il n'existe pas de sub-égalité des crêtes, et les sommets présentent des formes structurales nettes (Castillo, Poieto), Seul, l'aspect monotone des crêtes du brachysynclinal, Monte Cedrina - Monte Rena se situant vers 1100 - 1142 mètres pourrait être considéré comme un aplanissement dénivelé, et à partir duquel se sont développées des formes karstiques, mais il n'est pas possible d'en retrouver des traces ailleurs. La dissection active du relief à partir des vallées profondes du Serio et du Brembo, facilitée par l'épaisse série de schistes et de marno-calcaires du Rhétien a affouillé le relief, provoquant une évolution accélérée. Le drainage se fait essentiellement au profit du Brembo et de ses affluents (Ambria) creusant dans le Rhétien inférieur et moyen, alors qu'à l'est, l'abaissement des blocs de dolomie à Conchodon et de calcaires liasiques, et le relèvement de la dolomie

norienne par le chevauchement bordier ont considérablement gêné le travail des eaux.

Le champ de failles au sud du Monte Alben est lié au relèvement du Monte Alben et de la bordure méridionale (chevauchement de Selvino).

e) Le modelé morpho-climatique de la montagne et le rôle prédominant des climats froids du Quaternaire.

Cette partie des Préalpes lombardes n'a pas été envahie par de grands glaciers quaternaires venus de la partie centrale de la chaîne alpine. Mais ses altitudes déjà élevées (plus de 2000 mètres) font qu'elle a été occupée pendant les périodes les plus froides du Quaternaire, par des glaciers locaux, et que dans son ensemble elle a été modelée par des processus d'érosion de type périglaciaire. Ces deux points seront traités avant d'en venir aux formes karstiques. Les calcaires et calcaires dolomitiques du Trias donnent une empreinte originale et diversifiée à ces formes, mais les conditions lithologiques, structurales et topographiques locales en font un ensemble assez différent des Grigne, moins uni et présentant un grand échantillonnage de formes.

(I) Les reliefs glaciaires ne caractérisent que les massifs dont les sommets atteignent au moins les 2000 mètres. Bien développés dans l'Arera, Monte Secco, Menna et Corna Grande, ils occupent une place moins nette ailleurs. Le problème de l'extension des glaciers locaux dans les régions calcaires, se retrouve ici. Si en montagne, les formes de creusement (cirques notamment) sont nettes, les accumulations morainiques frontales sont minces, voire même inexistantes. Les rares cordons morainiques que l'on rencontre en montagne témoignent-ils du maximum würmien ou marquent-ils des stades de retrait post-glaciaire ?. Le fait que la plupart d'entre eux se situent au bas des cirques glaciaires plaide pour la seconde hypothèse. Seuls les restes morainiques au bas du cirque très large du Monte Alben vers 1500 mètres semblent des relictes du maximum würmien. Ailleurs un intense ravinement post-würmien et la dissolution karstique ont démantelé les accumulations morainiques les plus anciennes. L'existence

de ces glaciers locaux est liée à la possibilité qu'offrait le relief d'une accumulation des neiges et de leur transformation en glace.

Les massifs du Cancervo - Venturosa n'en présentent pas de trace à cause d'une altitude encore moyenne (1500 à 2000 mètres au maximum) et d'un relief tout en pinacles, tours, clochetons, ravins ne favorisant pas une relative accumulation des neiges. Par suite de ces deux conditions défavorables, la dissolution karstique liée aux eaux de fonte des neiges a été primordiale et presque exclusive, contribuant à accentuer le caractère accidenté de ce massif. Les replats du Cancervo montrent une intense dissolution superficielle des calcaires dolomitiques avec de grands lapiez se calquant sur un réseau de diaclases méridiennes au nord et à l'est, Ouest- Sud-OUest - Est - Nord-Est ; sur les bordures, en particulier sur la crête monoclinale à l'ouest, elles se combinent avec les joints de stratification pour aboutir, sous l'action d'une dissolution en profondeur, à un relief de clochetons et de pitons. La cryoclastie joue dès que la pente s'y prête, un rôle important marqué par de très longues coulées d'éboulis. En l'absence de cirques glaciaires, on note quelques dolines, et la cuvette circulaire à l'ouest de Cima Torella de 250 mètres de diamètre, à 1540 mètres d'altitude se trouve sur une grande cassure Nord - Sud. C'est une magnifique cuvette de dissolution nivo-karstique, alimentée par les couloirs d'avalanche des cimes voisines.

Les formes glaciaires des massifs calcaro-dolomitiques présentent une originalité de massif à massif, c'est pourquoi nous adopterons une étude régionale se conjuguant avec des types de reliefs glaciaires.

A l'ouest, le groupe de dolomie principale de la Corna Grande (2089 m.), Zuccone Campelli (2159 m.) est le plus connu par suite des facilités d'accès aux Piani di Bobbio et d'Artavaggio. G. Nangeroni (1970) lui a consacré une étude très récente, mettant en valeur les aspects de détail du relief karstique, mais nous ne le suivrons pas dans sa définition des Piani di Bobbio comme un poljé. La légère dépression au nord de la station du téléphérique, suit la faille de la Valle del Faggio, jalonnée par une série de dolines, sans présenter les caractères typiques de ce genre de dépression fermée. Trois aspects se partagent le relief glaciaire de ce massif.

Au nord, la face abrupte qui domine Valtorta est découpée par des couloirs qu'ourlent de longs arcs morainiques lobés au nord de la Corna Grande. Ce sont des moraines de névés épousant remarquablement la forme allongée du couloir. Leur fraîcheur incite à les attribuer à une phase tardi-glaciaire.

A l'ouest, deux grands cirques en baquets de forme rectangulaire s'ouvrent sur les Piani di Bobbio, parsemés d'énormes blocs dont l'origine glaciaire est indubitable. Ce matériel morainique tient à l'abondante fourniture en débris par les versants des cirques glaciaires, ceux-ci sont actuellement "ennoyés" par des coulées d'éboulis. Ce matériel épars attaqué par la dissolution, n'a pu empêcher celle-ci d'amorcer ou de réamorcer le façonnement de dolines. Les glaces se dirigeaient vers la Valsàssina, ou dans la Valle del Faggio, on note quelques petites accumulations d'origine morainique. Mais la coulée glaciaire la plus importante descendait vers le Valtorta.

A l'Est et au sud, les plateaux entre Cima di Pia et Corna Grande étaient recouverts par une calotte de glaces débordant sur le plateau inférieur où l'on note des blocs de fortes dimensions (jusqu'à I m). Le vallon à l'est du Sodadura a été englacé, mais dans l'un et l'autre cas il n'y a pas de forme glaciaire absolument typique, la dissolution les ayant effacés. Ce bas plateau correspond à la surface de glissement du charriage du Sodadura, retouchée par l'érosion glaciaire et karstique. L'escarpement de la bordure sud du Zuccone Campelli - Cima di Pia est d'origine structurale, dénivelant les assises noriennes avec soulèvement du compartiment septentrional.

* Les massifs de la Cima di Menna - Arera et Secco présentent par suite de leur orientation Ouest-Est, une forte opposition de versants. Les crêtes sont reticulées mais le nombre de cirques du versant Nord est plus élevé, et surtout ils sont mieux dessinés, de forme rectangulaire, bien creusés par suite d'une alimentation plus abondante et d'un englacement plus conséquent au cours du Quaternaire. Ce n'est qu'au pied de la Cima Arera (2512 mètres) que les cirques glaciaires du versant Sud sont bien incisés, et que l'on observe quelques arcs morainiques (Val d'Arera, Casera di Vedro). Ailleurs la face Sud de ces massifs présente des topographies planes et inclinées, bosselées par des glaciers de plateaux (Sud du Monte Valbona, de la Cima

di Grem ou du point 2042) ou des cirques glaciaires en hémicycles aux bords largement évasés (Monte Vetro). Les éboulis sont peu nombreux mais le ruissellement très actif. Les traces de moraines sont rares : le versant méridional de la Cima di Grem montre de petits arcs vers I600 mètres ; les glaciers descendus par une étroite vallée de la Cima di Grem - Monte Golla, sont venus par une étroite coulée jusqu'à la Baita Piazza à I259 mètres. L'accumulation est peu importante, mais la forme de creusement (calibrage de la basse vallée) est bien dessinée.

Le Val Vedra se présente large et poncé, par les glaces dans sa partie amont (au-dessus de I600 m) et passe plus bas à une auge étroite et bien calibrée. Il n'y a pas en aval d'accumulation morainique caractéristique, la concentration du drainage et le ravinement du Parina l'ayant sans doute emportée. Ce glacier de vallée devait sa présence à une alimentation conjuguée des faces Est du Menna, Ouest et Nord (pour partie) du Pizzo Arera.

* Le Monte Alben offre sur son long versant Sud-Est un vaste cirque en forme d'hémicycle et au profil en escalier. Les replats sont dbrigine structurale, donnés par l'enfoncement glaciaire dans les bancs massifs de la dolomie principale. Une faible accumulation morainique se remarque aux Casere, tandis qu'au nord les photographies aériennes montrent au bas des couloirs maintenant encombrés d'éboulis, des arcs morainiques peu élevés, mais nets.

L'étude du relief glaciaire de cette partie de la montagne calcaire permet de tirer différentes conclusions :

- les traces du modelé glaciaire sont des formes d'érosion de grandes dimensions (cirques, vallées en auge), très rarement des formes mineures ou des formations morainiques anciennes.

- sur les faces Sud, les glaciers hormis au-dessus de 2000 mètres ont eu une action morphologique assez faible tandis que ceux du versant Nord alimentaient des glaciers de vallée.

- les accumulations morainiques sont fonction de la fourniture de matériel par les parois des cirques (abondant à la Corna Grande mais rare sur les versants méridionaux et les plateaux. La massivité de la dolomie entravant toute action importante de creusement.

(2) Les bas versants doivent leur topographie inégale aux phénomènes périglaciaires. Des coulées de solifluxion empâtent le versant occidental du Monte Alben (Ière partie, chapitre 8, I). Sur les versants calcaires non englacés (Zuc d'Orscellera, Valle Nossa), on remarque de beaux versants réglés. La reprise d'érosion récente se fait aux dépens des assises tendres du Raibler et de l'empâtement quaternaire des versants, très active sur les deux rives du Val Serina, dans la Valle Nossana, et le Val Taleggio. Les processus d'éboulisation sont le domaine de la montagne calcaire, où à partir de 2000 mètres en fonction du creusement glaciaire et du réseau de diaclases, ils sont plus ou moins actifs.

Les formes karstiques sont moins développées que dans le cirque de Moncodeno (Grigne Nord) hormis sur les abords de la Corna Grande. Ailleurs un relief plus élevé, plus découpé a favorisé le creusement et surtout permis une empreinte glaciaire plus forte. C'est dans les zones plus basses ou sur des plateaux moins élevés que l'on rencontre de grands alignements de dolines le long des grandes fractures comme à Selvino (champ de dolines en entonnoir). Les formes glaciaires se sont développées et maintenues dans les régions élevées et où un relief pré-glaciaire différencié leur a permis de s'y inscrire vigoureusement. Ces traits s'accuseront dans la partie orientale du Bergamasque.

CONCLUSION

Les régions bergamasques à l'ouest du Serio montrent une grande complexité. Celle-ci tient d'abord à la structure, opposant une zone autochtone de lourds massifs calcaires et dolomitiques fortement relevés et des massifs charriés également répartis, placés de part et d'autre du bombement de Trabuchello, massifs dont les mises en place sont indépendantes les unes des autres. Si le Brembo suit la pente

générale et ancienne du relief, les charriages ont localisé le creusement des vallées secondaires sur leur front septentrional : Val Stabina, Val Canale, Val Parina. La massivité du Trias explique la prépondérance des cassures dans la partie méridionale. La dissection du relief avancé dès le début du Quaternaire, a commandé dans les massifs, en fonction des conditions lithologiques et structurales, l'inscription glaciaire.

II - LES PREALPES BERGAMASQUES A L'EST DU SERIO.

A l'est du Serio, la montagne bergamasque est plus aérée, coupée par les bassins de Clusone et de Leffe et par la vallée du Borlezza. Elle est nettement limitée vers l'Est par la profonde et large vallée de l'Oglio (Val Camonica) qui se prolonge par le lac d'Iseo (ou Sebino). Les charriages reprennent une ampleur qu'ils avaient perdue entre Brembo et Serio et les cimes les plus élevées atteignent les 2500 mètres. Structure et relief s'accordent pour distinguer de hauts massifs de structure charriée en bordure de la chaîne orobique et des montagnes plus basses, de formes plus adoucies au sud du bassin de Clusone et de la dépression de Borno.

I°) Les massifs charriées de la bordure septentrionale.

Ils sont constitués de massifs d'altitude voisine (Presolana 2521 m., Concarena 2421 m), mais différents par leur structure, quoique dans les deux cas des masses allochtones de dolomie forment des zones élevées. La vallée du Dezzo en aval de Vilminore tient lieu de limite, faisant une coupure profonde entre les deux massifs.

a) L'ensemble Presolana - Monte Ferrante et ses abords.

(I) Les problèmes de la mise en place.

On ne peut séparer l'étude des masses charriées et du soubassement autochtone. La complexité des premières et leur morcellement pose des problèmes qu'il faut envisager dans un cadre plus large ; enfin l'évolution morpho-climatique quaternaire et actuelle est commune

à cet ensemble constitué principalement de calcaires. Le paysage est dominé par les hautes falaises de la Presolana et les reliefs découpés, mais moins accidentés du Ferrante. Le charriage de ces deux massifs est d'une évidence schématique. Il permet de poser les problèmes généraux de la structure de la région considérée.

- Les charriages et les problèmes tectoniques.

La Presolana et les massifs voisins ont depuis longtemps suscité l'attention des géologues. C'est à ses abords que l'on a cru retrouver les racines des nappes dinariques. Les néerlandais, dont L.U. de Sitter (1949) s'y étaient énormément intéressés, et leurs synthèses comportaient parfois des imbrications extraordinaires. Seul le charriage du Ferrante - Presolana était considéré comme un glissement en masse vers le Sud, car il était impossible de le nier. Il obligeait les uns et les autres à recourir à des notions complexes de plis en retour, charriage en arrière, déversement. Dans une récente publication, (M. Chardon, 1968), le point des travaux antérieurs a été fait et on a montré qu'il était illogique d'admettre une série de nappes vers le Nord (ibidem p. 254 - 255). Les structures relativement calmes de la zone entre Dezzo et Serio montrent qu'il n'y a aucune raison d'y voir les racines des nappes dinariques. C'est à des conclusions identiques que parvient la publication de K.A. de Jong (1967), parue en même temps. Il convient de voir dans les contacts anormaux que l'on observe aux alentours du Ferrante et de la Presolana, des plans de recouvrement de masses ayant glissé vers le Sud sous l'effet de la gravité.

Ni l'analyse des données structurales, ni les mécanismes de mise en place des différents éléments ne seront repris ici, ceux-ci ont été vus dans la Ière partie (chapitre 4, IV). Cependant elle oblige à revoir la tectonique du substratum autochtone et à en redéfinir certains éléments.

Le premier est la faille de Clusone. Il s'agit d'une cassure mettant en contact la dolomie principale du bassin de Clusone et les assises de Raibler et de dolomie d'Esino du Monte Paré et du Monte Campo. Au nord de Clusone, le plan de faille dégagé par l'érosion montre une belle brèche. C'est un accident qui par sa direction et son style

doit être rapproché des cassures de la bordure des Alpes orobiques (faille de Valcanale, de Valtorta).

L'allochtonie de l'ensemble charrié Cima di Timogno - Monte Paré modifie l'interprétation de L.U. de Sitter, qui se fondant sur un enracinement de cette nappe, la considérait comme une faille normale et conforme à regard sud. Au nord de celle-ci, le substratum autochtone de Carnien apparaissant sous le charriage dans la Valzurio (à Stalle Muschello) le rejet de la faille de Clusone n'apparaît pas considérable. La butée contre laquelle est venue se mouler l'extrémité méridionale de la nappe de Timogno est un escarpement de ligne de faille inversé par rapport au rejet et dégagé par l'érosion avant le glissemant terminal des masses charriées vers le Sud (figures 24 et 70).

Lors de la mise en place finale, les vallées commençaient à se creuser, ce qui concorde avec les observations faites à l'extrémité sud-est de la Presolana (Iêe partie, chapitre 4, IV). L'escarpement de ligne de faille a été un obstacle suffisant "pour bloquer" le glissement par gravité vers le Sud. Un basculement vers le Sud de tout le compartiment septentrional, postérieur à la mise en place n'est peut-être pas à exclure, compte tenu de l'altitude élevée du substratum au Pizzo di Petto au nord (2270 mètres), de la dislocation de la Presolana et de la position basse de la Corna Mozza dans la Via Mala. On se trouve devant le même problème que pour le Monte Sodadura, le Corno del Bruco... celui du réajustement tectonique récent dont les cassures des conglomérats villafranchiens du bassin de Clusone sont les témoins (IIè partie, chapitre 8) mais en montagne il n'y a pas de preuve évidente. Maintenant, la faille ne donne aucun relief, celui-ci étant constitué par le front de la nappe du Monte Pare qui domine la dolomie principale.

A l'est du Monte Campo, le bloc de la Presolana, moins considérable qu'à l'origine, a dérangé la bordure autochtone. Le Monte Cornetto n'est pas en place, mais bousculé par la poussée de la Presolana, une rupture s'est produite et il a été charrié sur la dolomie principale en place. La présence de gypse du Raibler supérieur sur son bord septentrional montre que ce déplacement a été favorisé par la plasticité de l'assise de base. C'est une klippe due à la poussée d'une nappe, mais don déplacement est très limité (figure 72). Son intérêt

dépasse le cadre local et permet de mieux comprendre la mise en place et la situation actuelle du charriage de l'Arera, étudié dans les paragraphes précédents.

Au sud du Giogo de la Presolana, col d'origine structurale au pied du charriage de la Presolana, le Monte Scanapà n'est pas en place comme l'admettait de Sitter (1949). La route du Monte Pora montre que la dolomie principale du Scanapà ne repose pas normalement sur le Carnien, mais chevauche ces couches moins rigides qui sont rebroussées et redressées. L'escarpement méridional du Scanapà, continu et bien dessiné est le front de cet accident. La poussée moins forte si elle est responsable d'un accident local n'a pas déplacé totalement le massif. Il n'y a qu'une écaille de dolomie principale poussée vers le Sud (figure 73).

La présence de ces charriages est en relation avec la forte surrection de l'axe orobique, accompagnée de poussées tangentielles dans la région du lac du Barbellino (Ier chapitre de cette deuxième partie). Ils n'ont pu se faire qu'avant le creusement des vallées bordières de la chaîne orobique (haute vallée du Serio et vallée du Nembo). Le réseau hydrographique est organisé en fonction des masses charriées, qu'il n'a pas réussi à démanteler sérieusement malgré leur caractère fragmentaire. Seul le Valzurio traverse la nappe de Timogno, mais en bénéficiant d'une position privilégiée, installée sur la bordure septentrionale des calcaires d'Esino basculés contre l'escarpement de ligne de faille de Clusone. Cette observation comme les précédentes tend à prouver une mise en place assez tardive : Miocène supérieur pour la phase principale, Villafranchienne pour la phase terminale.

(2) Le rôle des glaciers quaternaires et les phénomènes karstiques.

L'ensemble montagneux s'apparente par ses formes glaciaires et karstiques aux massifs calcaires vus précédemment. Toutefois la présence d'étendues assez planes et élevées, dominées par des crêtes allongées et articulées de façon assez lâche, enlèvent à ce massif les formes resserrées et mal dégagées des crêtes de l'Arera ou de la

Grigne Nord. Les cirques glaciaires sont mieux développés, plus larges, creusés dans le soubassement autochtone tandis que les arêtes bien ciselées sont taillées dans les masses charriées. Le relief créé par celles-ci a fixé le réseau hydrographique, puis l'inscription glaciaire.

Les formes de creusement glaciaire sont particulièrement belles autour du Pizzo di Petto, du Ferrante, moins bien dégagées dans la Presolana plus massive. Ce sont de vastes cirques rectangulaires au sud de la Vigna Vaga, ou à l'est de celle-ci (Val Conchetta). Au Sud-Est du Ferrante, la Valle Scura est un cirque passant à une large vallée glaciaire en gradins, donnés par l'affleurement d'épais bancs de calcaires du Raibler, inclinées à 40° et retaillées sur le revers par le creusement du glacier. Autour du sommet de la Presolana, les cirques évoquent ceux du Pizzo Arera, de forme circulaire, évasés, parfois surcreusés localement en entonnoir comme celui du Polzone. Le soubassement autochtone de calcaires triasiques ne favorisait pas, par sa topographie de plateau ondulé un creusement linéaire de glaciers. Les vallées glaciaires en auge sont l'exception. Seule, la Valle dell'Umbra, sur le bord méridional de la Presolana montre un profil de ce genre. Son incision rapide à partir de la zone déprimée du bassin de Clusone, immédiatement en-dessous, y avait fixé un cours d'eau dont la vallée a été reprise et calibrée par les glaces quaternaires.

Le problème essentiel est l'extension des glaciers quaternaires : si les formes de creusement sont magnifiques, les accumulations morainiques sur la bordure sont peu abondantes. La dissolution karstique et les eaux courantes ont démantelé celles-ci. Sur le versant sud, les glaciers ne paraissent pas s'être avancés très bas et n'ont pas rejoint le bassin de Clusone. La Valle dell'Umbra est une forme de creusement, retaillant les bancs de dolomie jusqu'à 1200 mètres en une véritable tranchée en arc de cercle à son débouché du massif de la Presolana. Sur ses bords on trouve des blocs erratiques de dolomie d'Esino. Au-dessus de la route Bratto - Giogo della Presolana, cette forme de creusement s'amenuise et disparaît progressivement vers l'aval où l'on trouve un matériel hétérogène,

étalé par les eaux et dont la cimentation est déjà amorcée. Le glacier n'est pas descendu en-dessous de II50 mètres.

Dans le Val dei Merci, on trouve des dépôts morainiques vers I500 mètres. L'accumulation la plus typique est celle de la Valzurio : vers Stalle Muschello à I200 mètres, les restes sont abondants, mais dispersés. En dépit d'une altitude assez élevée du sommet principal, celui-ci reste isolé et les fonds de cirque sont beaucoup plus bas (I800 à 2000 mètres), ils n'ont pas permis sur la face sud, la formation d'organismes glaciaires importants. Le dessin divergent du réseau hydrographique de la Presolana isolait chaque appareil, les confluences étaient limitées aux seuls cirques du haut Valzurio. Cette dispersion a été la cause primordiale de l'absence d'un grand glacier de vallée. Même dans le Valzurio, nous n'avons pas trouvé de dépôts glaciaires en aval de Stalle Muschello, mais il est cependant certain que le glacier est descendu plus bas dans l'étroite vallée du torrent Ogna.

Sur le versant Nord, hormis dans le fond des cirques où ils sont fini-glaciaires, les débris morainiques sont rares et dispersés. Sur les pentes de la Cima Verde, on observe quelques blocs de fortes dimensions, au nord du refuge Albani et aux alentours de la Malga di Polzone à I500 mètres. Au sud-ouest de Teveno, une moraine se trouve à I200 mètres. Cependant les formes de creusement bien dessinées dans la montagne se prolongent vers l'aval pour passer aux vallées où elles perdent de leur vigueur, le relief étant empâté par la cryoclastie post-würmienne. La vallée Sedornia a été envahie par les langues glaciaires descendues des grands cirques qui la bordent à l'Est et au Sud. De même, une carapace de glace occupait le grand plan karstifié au nord du Ferrante et de la Presolana et par les vallées allait se joindre aux glaces venues du versant orobique.

La période fini-glaciaire et post-glaciaire a énormément retouché les formes glaciaires : les éboulis sont abondants au pied des grandes parois ; partout les formes de dissolution karstique se sont imposées sur le modelé glaciaire de détail. Le ruissellement a sculpté de grands lapiés au nord du Ferrante et du Passo Scagnello.

Les petits canyons qui au-dessus du refuge Albani entaillent les calcaires, ont été creusés par les eaux de fonte des névés ou de petits glaciers qui subsistaient immédiatement sous la crête du Passo Scagnello. Les dolines et les petits gouffres sont plus nombreux dans les zones plates, fonds de cirques ou replats plus bas (comme à la Malga di Polzone). Le grand cirque au nord de la Cima Benfit (2172 m) montre un plancher de roches moutonnées, retouchées par la dissolution qui élargit les creux, et les modèles en dolines. Les formes les plus intéressantes sont les moraines de névés et les cuvettes glacio-karstiques.

Les premières sans être particulières à ce secteur des Préalpes, y sont particulièrement développées, formant dans la région au nord du Ferrante un des aspects les plus marquants du paysage post-glaciaire. Elles se localisent sur les faces Nord et Nord-Ouest des arêtes rocheuses (Conchetta, Malga bassa de Barbarossa), de part et d'autre du Pizzo di Petto, ou encore sur la face ouest entre le Passo degli Uomini et le point 2349. Leur absence sur les faces Est et Sud montre que dans cette moyenne montagne, elles se sont formées quand les conditions climatiques étaient telles qu'elles permettaient l'existence de névés ou de petits glaciers sur les faces les moins ensoleillées. A l'est du point 2349, elle est caractérisée par une série de bourrelets, preuve d'un passage du névé à un appareil glaciaire sujet à des pulsations minimes.

Il est bien difficile de leur attribuer un âge précis : peut-être marquent-elles l'emplacement des derniers glaciers locaux würmiens, véritables relictes, avant leur disparition totale ; ou bien témoignent-elles d'une récurrence froide ayant réuni les conditions nécessaires à la formation de névés sur les faces les moins ensoleillées à partir de 2000 mètres ?. L'exemple des glaciers rocheux (Passo San Marco) des coulées de pierres cordées par un glissement en masse (Foppolo, Val Biandino) inciterait à se ranger à la seconde hypothèse, mais l'absence d'une datation absolue et d'une chronologie locale bien établie des variations climatiques post-würmiennes, empêchent toute affirmation sérieusement fondée.

L'emplacement du névé est souvent marqué par une légère cuvette, en partie remblayée par des éboulis plus récents (figure 74). Elle est due à la dissolution karstique et doit être rapprochée des deux grandes cuvettes glacio-karstiques du Polzone et du point I950 au nord du Ferrante.

Il s'agit de deux dépressions de forme ovale surcreusées à leur extrémité et occupées une bonne partie de l'année par un petit lac pour la première. Leurs dimensions sont de 500 mètres sur 200, mais elles se situent l'une et l'autre dans le prolongement d'un cirque glaciaire qui s'inscrit un peu plus haut sous la crête principale. Le travail des glaciers est visible au ponçage des calcaires en amont et aux débris morainiques épars sur le seuil ferment à l'aval la dépression. Ces roches polies par la glace sont le seul cas vu dans cette moyenne montagne alpine. Sous la longue crête du Ferrante, en pleine face Nord, les glaciers ont bien persisté et imprimés sur les épais bancs de calcaires carniens, peu disloqués, un modelé que la dissolution n'a pas encore réussi à oblitérer. Le creusement de la dépression d'origine glaciaire a été parfait par la dissolution karstique superficielle. Au lac de Polzone, c'est un large entonnoir de dissolution presque circulaire correspondant aux plus hautes eaux. La dissolution était plus active lorsque subsistaient enamont de petits appareils glaciaires et des névés, provoquant une alimentation pérenne de la dépression, ou par ailleurs neige et glaces se sont accumulées plus longtemps pendant toute l'année. La cuvette du Ferrante peut être considérée aussi en bonne partie comme fossile.

Dans cette région élevée, les variations de niveau du lac de Polzone, comme la permanence des eaux dans les cuvettes du point I950, sont dues à des difficultés d'écoulement. Il existe en profondeur un réseau karstique bien développé comme le prouve le conduit karstique fonctionnel utilisé par un véritable cours d'eau que l'on peut voir au fond de la grotte située au-dessus du refuge Albani, et les grosses résurgences du Valzurio et du Val dei Merci (M. Chardon, I966). L'écoulement se fait vers le Sud car ce réseau emprunte les plans de stratification du soubassement autochtone et les diaclases, conséquences des efforts tectoniques. Les observations faites par

R. Zambelli et les spéologues de Bergame, montrent que les cavités karstiques sont souvent recreusées par les eaux dans un conglomérat cimenté. Celui-ci a empâté un réseau souterrain pré-existant, datant peut-être du dernier interglaciaire sinon antérieur, et obstrué par des dépôts détritiques, dus peut-être à la forte gélifraction du Würm. La dissolution post-glaciaire le recreuse, mais les conduits sont encore occupés par des névés ou de grosses plaques de glace qui gênent une circulation et un enfouissement rapide des eaux quand elles sont abondantes. Celui-ci ne peut se faire que lentement. Ce n'est qu'en profondeur qu'il devient plus actif. Le réseau est dans son ensemble antérieur au Würm et plus ancien puisque les conglomérats villafranchiens du bassin de Clusone sont bien karstifiés, et que le creusement récent ou celui des glaciers würmiens tronque des conduits souterrains. On peut également, en voyant que les glaciers n'ont pas surcreusé les régions calcaires planes, penser qu'ils ont aménagé en cuvette glacio-karstique des dépressions d'origine karstique élaborées avant la ou les dernières glaciations, ou même pré-quaternaire, au moins pour les formes majeures.

Par sa structure et son relief, la zone Ferrante Presolana est une des plus originales des Préalpes Lombardes. Ce sont des problèmes voisins que nous retrouverons plus à l'est dans le massif Concarena - Camino.

b) Le massif Concarena - Camino.

(I) Les problèmes de la stratigraphie et de la structure.

Son étude n'est pas facilitée par une bonne connaissance de la stratigraphie et des rapports des différents faciès du Ladinien. La question essentielle est la position des argilites noires et calcaires très pauvres en fossiles, que L.U. de Sitter (sous le terme de splinter shales), R. Asseretto et P. Casati (1965) sous celui d'argilite de Lozio rangent comme un faciès du type "Wengen" à la base des dolomies d'Esino. L'étude récente et minutieuse de R. Rossetti (1966) en fait un faciès latéral des dolomies d'Esino : elles formeraient avec celles-ci la partie supérieure du Ladinien et reposeraient alors par l'intermédiaire des calcaires de Sommaprada sur la formation

de Wengen. C'est important puisque, dans le premier cas, le massif de la Concarena serait autochtone en position normale sur son soubassement, alors que dans l'hypothèse de Rossetti il est charrié sur les Préalpes sédimentaires. Il faut reconnaître que R. Rossetti apporte un grand nombre d'observations qu'il est difficile de mettre en doute. Notre propos ne sera pas d'entrer dans une polémique de spécialistes, sur un sujet très particulier et qui nécessite une connaissance minutieuse, quasiment mètre par mètre du terrain sur une étendue assez vaste, mais nous désirerions faire quelques observations suggérées par notre connaissance de cette région.

Si effectivement sur le terrain les argilites de Lozio apparaissent toujours en contrebas des masses de dolomies d'Esino, cela ne signifie nullement que l'on doive les placer stratigraphiquement sous cette formation. Les multiples replis, accidents et cassures montrent qu'elles ont été bouleversées par les accidents tectoniques, et le charriage du Pizzo Camino en est la raison essentielle. La position anormale de ce massif est admise par tous et confirmée sur le terrain par une brèche visible sur le flanc méridional du Val di Scalve. Il est bien difficile, sinon impossible, de ne pas en voir la continuation dans le massif de la Concarena. Le Col de Lifretto entre les deux massifs, est un passage situé sur un point faible, dont l'existence est due à une série de failles méridiennes de faible rejet. De part et d'autre de celui-ci, il y a continuité des assises sédimentaires triasiques sous la dolomie d'Esino et sur le plan de charriage. C'est l'évidence même sur le terrain et le fait est admis par L.U. de Sitter. On ne comprend plus alors comment la partie orientale peut être enracinée et le bloc occidental charrié sur plusieurs kilomètres, alors que le plan de charriage se poursuit à l'est sous la Concarena !. Au Passo Giovetto, les coupes de R. Rossetti montrent un accident (plan de charriage de la Concarena ?) marqué par une brèche tectonique (figure 75). Sur les autres versants, il est impossible de se rendre compte du contact de la dolomie d'Esino avec le substratum, hormis au sud où il n'apparaît pas comme une faille normale, mais bien comme un chevauchement. Le bloc de la Concarena, comme celui du Camino est tellement disloqué par une multitude de cassures qui l'ont désintégré au point de provoquer des éboulements de pans entiers sur le versant du Valcamonica, qu'il

est inconcevable de le considérer comme en place. Les dislocations y sont plus nombreuses que dans la Presolana (figure 77). Par son aspect, elle ne ressemble pas aux grandes masses autochtones de dolomies triasiques (Alben, Cima di Mena, Cancervo...).

Concarena et Camino doivent être considérées comme deux masses charriées faisant partie d'un même ensemble, mais ayant glissé inégalement vers le sud, le Camino étant allé plus loin vers le sud, d'où les tensions et les failles du Passo di Lifretto qui est un point charnière. Le plan de charriage comporte des éléments de cargneules de la base du Trias et du Carnien autochtone dans la brèche qui le marque (R. Rossetti, 1966), tandis que de Sitter et les géologues de Leyde y reconnaissaient les schistes werféniens (Servino). Comme ailleurs dans les Préalpes lombardes (Grigne, Arera), la base du Trias plus ou moins laminé a constitué le plan de glissement; La patrie d'origine de ces nappes est à rechercher au nord, dans les Alpes orobiques, les chevauchements de Gallinera et de Sellero au nord de l'anticlinal de Cedegolo ont provoqué le décollement de la couverture sédimentaire qui a glissé vers le Sud. Le déplacement plus important du Camino est lié au soulèvement plus fort et aux efforts tangentiels plus considérables à l'ouest qu'à l'est de la chaîne orobique où l'anticlinal, moins relevé plonge périclinalement vers le Nord Ouest (cf II° partie, chapitre I). La pente du plan de glissement (ou de charriage) était plus forte à l'ouest qu'à l'est.

L'allochtonie des deux massifs permet de comprendre la tectonique des charriages dits de Palline - Borno et de Lozio (de Sitter, 1949). Il s'agit de deux grandes écailles de Trias (Anisien, Wengen et argilites de Lozio) poussées sur les terrains autochtones du Norien et du Carnien ployés synclinalement et qui se relèvent vers le Val Camonica à l'est et au sud (figure 76). Pendant la phase de mise en place par gravité, une rupture s'est produite au point de changement de faciès du Ladinien (passage des calcaires récifaux aux argilites), zone de faiblesse structurale par excellence. La masse rigide des calcaires a poussé devant elle en charriage et chevauché partiellement la zone des argilites de Lozio, d'où une multiplication des accidents et des structures compliquées sur le front du chevauchement.

Est-il possible de raccorder les masses charriées du Camino et de la Presolana de part et d'autre de la vallée du Dezzo ?. En dépit d'une constitution lithologique semblable (dolomie d'Esino), la tectonique est tout à fait différente, le Camino est une masse charriée "homogène" par rupture à la base du Trias et se rapproche de la Grigne Septentrionale, tandis que la Presolana a été charriée jusqu'à sa position actuelle sous l'effet d'un décollement secondaire à la base du Ladinien. Le plan de charriage de la première est plus élevé que celui de la seconde (figure 25), dont la mise en place a été plus tardive. Les deux éléments ont agi séparément, chacun pour leur compte, en fonction d'un relief différent et à des moments distincts. La localisation de la vallée du Dezzo dans son cours Nord - Sud à Dezzo village (Via Mala) correspond à un hiatus entre les deux masses charriées à l'ouest et à l'est. La mise en place définitive de la Presolana et de la Corna Mozza ne s'est effectuée que lorsque la vallée était assez creusée (Ière partie, chapitre 4, IV), elle est postérieure à celle du Camino. Ceci n'exclut pas une "patrie d'origine" voisine pour les deux nappes venues l'une et l'autre du versant orobique et dont la phase principale du glissement est antérieure au creusement des vallées, cas général dans les Préalpes lombardes. Ici encore, le jeu de la faille du Valcanale, véritable déchirure, abaissant le compartiment méridional, est antérieur aux charriages, et a facilité le mouvement.

(2) Une empreinte glaciaire originale (figure 77, photo 2, pl. I)

Les masses dolomitiques sont intensément fracturées sans que ces cassures aient un rejet notable : cette remarque est particulièrement appropriée à la Concarena qui est quadrillée par un réseau très dense de dislocations divergentes dont les plus importantes sont Ouest - Nord Ouest - Est Sud Est, ou méridiennes. Elles expliquent le glissement en masse sur le Valcamonica surcreusé par les glaciers des grands blocs de dolomie d'Esino au nord-ouest d'Ono San Pietro (3 km2 de superficie) et celui du Pizzo degli Orti dont la surface n'est que la moitié du précédent. On ne peut voir ici comme sur le lac de Lugano, si elles recouvrent de la moraine. Mais il est certain que le phénomène lié au surcreusement de la vallée dans les couches inférieures plus tendres (Anisien, Wengen) est récent.

L'empreinte des glaciers quaternaires est fraîche et originale. Ce sont quelques cirques en baquet, bordé de moraine comme au nord du Monte Val Piane ou au sud de la Cima della Bachetta, où ils prennent une allure d'entonnoir rappelant le Polzone de la Presolana. Mais souvent l'homogénéité du matériel dolomitique, en dépit des fractures a donné des cirques qui ne sont rien de plus que de larges couloirs de paroi, en bonne partie fossilisés par des éboulis très abondants. Comme à l'est de la Presolana, le relief peu dégagé se prêtait mal à une profonde incision glaciaire. Seul le haut plateau du centre de la Concarena fut occupé par un glacier important avant que l'action de dissolution des eaux et la cryoclastie post-glaciaire n'en retouche le modelé. Celle-ci est très active sur les faces Nord - Est, élevées et cassées.

Le bord septentrional du massif de la Concarena, front arrière de cette masse charriée vers le Sud, est intensément disloqué par des fractures et de grandes diaclases responsables d'une crête très découpée, abrupte vers le nord et parsemée de tours et de clochetons. Les cirques glaciaires sont mal dessinés et les plus vastes, allongés (Conca del Baione, Conca di Cimone del la Bagozza) sont dus à des couloirs convergents, assez larges et s'assemblant pour donner un court tronçon encaissé et rectiligne dans le bord du massif. Des couloirs parcourus par des avalanches et les éboulis sillonnent ce versant. Les débris, actuellement colonisés dans le bas par la végétation, même si la gélifraction reste active, doivent être attribués à une phase froide plus ancienne.

A l'est du Passo dei Campelli (1892 m), en dessous des cônes d'éboulis, les bords du massif jusqu'à la pointe Corna Rosse sont ourlés par une guirlande de moraines de névés et de petits glaciers moribonds qui ont persisté dans cette position d'abri en pleine face Nord. Les parois ont fourni un matériel très abondant, donnant ces accumulations sans rapport avec l'importance de ces appareils. Sous l'effet de la pente, des eaux de fusion, et peut être aussi de quelques poussées des glaciers, le matériel a glissé sur les versants. Au bas du cirque plus vaste de la Conca Plaurenti, une énorme masse morainique est boudinée en bourrelets : là, il y a eu passage à un véritable glacier rocheux.

Par contre, à l'ouest du Passo dei Campelli, les énormes moraines, avec forme lobée des arcs, concavité centrale, sont dues à des glaciers abondamment couverts de débris (véritables glaciers noirs) qui, après avoir persisté pendant assez longtemps, construit par des pulsations ces arcs accolés, ont finalement fondu sur place. La convergence des couloirs de paroi, donc de l'alimentation en neige et en glace, explique leur poussée locale : celui de la Conca di Baione venant accoler ses arcs à la moraine de névé du Passo dei Campelli.

Là encore, ces formes doivent être attribuées à une récurrence froide post-würmienne provoquant une remise en mouvement des matériaux et une reprise de la gélifraction. L'abondance et la netteté des accumulations sont dues aux apports cryoclastiques abondants, à une situation en face Nord où le refroidissement limité a eu des effets rapides. La limite des neiges permanentes était alors voisine de 1900–2000 mètres. Le versant Sud culminant à 2100–2200 m ne montre pas de formes semblables.

2°) La moyenne montagne autochtone.

Ses formes plus lourdes et son relief moins élevé la distinguent nettement de la montagne charriée. Vers Clusone, la limite entre l'une et l'autre correspond à la faille de Clusone, et à l'est du Val di Scalve, elle peut être fixée au front des chevauchements de Lozio et de Palline Borno. La massivité du relief est dûe également à une large prédominance des calcaires dolomitiques du Norien, malgré un développement des assises de marno-calcaires et de schistes du Rhétien. La dolomie à Conchodon et les calcaires liasiques n'apparaissent que sur la bordure méridionale. L'action de l'érosion différentielle n'en est pas pour autant négligeable, et accentuée par le travail de creusement des glaciers quaternaires, a contribué au creusement des vallées et de larges dépressions. Les études des géologues italiens, particulièrement celles de R. Assereto et P. Casati, ont établi une stratigraphie nouvelle des terrains triasiques montrant leur diversité et l'imbrication de différents faciès lithologiques au sein d'un même étage (Ière partie, chapitre 2). Elles permettent une meilleure compréhension, des problèmes morphologiques qui se posent dans cette région.

a) L'origine du bassin de Clusone.

Sous cette dénomination, a été désignée (M. Chardon, 1968), la large dépression qui de Ponte Nossa se prolonge vers l'est jusqu'au Giogo della Presolana, soit sur quinze kilomètres de long dans le sens Ouest - Est et un à deux kilomètres de large, déblayée dans la puissante dolomie noirâtre du Norien. C'est un cas unique dans les Alpes lombardes, les entailles se limitant le plus souvent à des vallées courtes et profondes, (Enna, Serio,...). Elle n'est actuellement parcourue dans sa totalité par aucune rivière importante. Entre la bordure méridionale de la faille de Clusone, et les contreforts du Pizzo Formico et du Mont Arguà au sud, sa position apparaît énigmatique, d'autant qu'elle est parsemée de buttes coniques de dolomie. L.U. de Sitter (1949, coupe h.t. n° XVI - XVII) l'interprêtait comme un fond de synclinal retouché par l'érosion, au nord de l'anticlinal du Pizzo Formico. Si effectivement dans la vallée du Serio, les bancs de dolomie apparaissent basculés vers le Sud, il est impossible dans le bassin de Clusone d'observer une telle structure en raison de l'important remblaiement quaternaire et surtout parce que la massivité des dolomies ne laisse pas apparaître une stratification évidente et continue. On remarquera que la bordure méridionale Formico - Arguà, particulièrement nette et rectiligne, domine de près de 1000 mètres le fond du bassin au sud de Clusone. Enfin on ne comprend pas comment une tectonique souple ait pu affecter (cas unique !) une masse aussi rigide, et l'érosion déblayer localement sur au moins plusieurs centaines de mètres un vaste espace des terrains que partout ailleurs elle tend à respecter et à mettre en évidence !.

Le dessin de cette dépression parallèle à la faille de Clusone, tout comme le bord méridional élevé montrent qu'elle est liée à une tectonique cassante. Le bassin de Clusone correspond à un compartiment abaissé par faille par rapport au bloc du Formico, relevé en horst. Cette cassure est prouvée par les petites failles que l'on relève dans le Quaternaire ancien du Val Flex et vers Cerete Basso (M. Chardon, 1969). Le rejet de la faille diminue rapidement vers l'Est où au droit de Castione-Bratto elle disparaît. Le bloc de dolomie Formico - Arguà est basculé vers l'Est, tandis que plus à l'ouest, le prolongement de cet accident a localisé le cours du Torrent Riso dans la dolomie.

Vers Clusone, aussi bien immédiatement au nord de cette localité que dans les buttes toutes proches, ce sont des dolomies bitumeuses noirâtres, extrêmement friables, que l'érosion ravine intensément. Il en va de même au nord de Bratto, et sur le flanc septentrional du Pizzo Formico. Le bassin de Clusone d'origine structurale a été largement agrandi et creusé par l'érosion, surtout dans sa partie occidentale. Ce déblaiement a laissé subsister des buttes, témoins des zones les plus résistantes. La présence des conglomérats villafranchiens qui l'ont fossilisé permet de mettre en rapport son creusement avec celui des vallées pliocènes, postérieurement à une phase tectonique (fin du Miocène ?).

b) Le Val Borlezza.

Cette vallée parfaitement calibrée, de direction Nord-Ouest - Sud-Est, se relie au bassin de Clusone vers Songavazzo. Bien que moins développée (8 kilomètres de long sur I de large), elle pose un problème analogue, d'autant que sa direction est perpendiculaire aux grandes dislocations de la bordure orobique. Un énorme remblaiement détritique post-würmien en masque l'observation et atteint parfois une épaisseur de I00 mètres. Le travail de creusement des glaciers quaternaires attesté en aval par les argiles (Interglaciaire Riss-Würm ?) de Pianico est fondamental pour la compréhension de son façonnement, mais ne résoud pas le problème de son origine. Quoique là encore l'allure rectiligne de la vallée et la dislocation du Quaternaire ancien à Cerete puissent suggérer un accident tectonique, les dénivellations entre Formico et Arguà n'ont rien d'exceptionnel. Si celui-ci existe, il est d'importance minime.

Par contre, sur les deux versants, l'abondance des débris accumulés par les torrents et l'érosion actuelle montrent qu'elle s'exerce au dépens de calcaires dolomitiques noirs, très friables. R. Asseretto et P. Casati (I965) ont établi que les calcaires de Zorzino, faciès hétéropique de la partie supérieure du Norien, se retrouvaient aux extrémités de la vallée. Il semble qu'en fait ils forment une bande épaisse et allongée entre les deux massifs de calcaires et de dolomies du Norien, à l'est et à l'ouest, n'étant

localement qu'un faciès particulier dû aux conditions de sédimentation, entre des massifs corraliens. Cette zone de faiblesse lithologique originelle a été plus sensible aux tensions orogéniques, et a été très rapidement mise en valeur par l'érosion différentielle.

c) La bordure occidentale et le passage du Serio.

A l'ouest du Monte Formico, le Serio se fraie un passage par un véritable coup de scie à travers les assises du Norien. Son cours approximativement méridien est rectiligne et son passage par cette voie est antérieur au déblaiement du bassin de Clusone, dans les dépôts duquel nous n'avons retrouvé aucune trace de ses apports. Dans la partie aval du Serio, les dépôts pliocènes d'Albino montrent que dès ce moment la vallée était fixée à son emplacement actuel où la rivière a ensuite construit les accumulations villafranchiennes qui barrent le bassin de Leffe. Il n'est pas possible vu les dénivellations actuelles du relief et l'absence de tout aplanissement sur ceux-ci d'envisager une surimposition de la rivière. Mais on a déjà vu que la bordure orientale du Monte Alben et ses abords était constituée par un compartiment abaissé où a été conservé le Lias des Monts Cavlera et Poieto. Dans la vallée elle-même, on n'observe pas de preuve évidente d'une dislocation effacée peut-être par l'érosion verticale très active et la couverture détritique. Il faut remarquer qu'à l'ouest du Serio, la base du Rhétien schisteux est à moins de 1000 mètres vers le Monte Frol (1053 m.), tandis qu'à l'est, celle-ci s'élève presque jusqu'à 1500 mètres au Formico où il est fortement basculé vers le Sud. De part et d'autre du Serio, les pendages sont de sens opposé. Le relèvement est indéniablement plus considérable pour le Formico et les rapports structuraux difficiles à établir sans admettre une dislocation localisée sur l'axe de la vallée. Celle-ci doit être rapprochée de la faille nord du Formico dont l'âge pré-pliocène a été avancé. Elle a été utilisée par les eaux, point de faiblesse entre les masses compactes de l'Alben et du Formico - Arguà, quand bassin de Clusone et Val Borlezza n'étaient pas encore déblayés. Cette tectonique pré-pliocène doit être mise en relation avec les glissements en masses, sous l'effet de la gravité dont on a vu la mise en place antérieure au Pliocène pour la plus grande partie. La surrection

fini-miocène de la montagne bergamasque se répercute dans les zones plus méridionales par des fractures, le relief ainsi créé et les cassures orientent alors le réseau hydrographique.

C'est en fonction de ce réseau que s'effectue alors le creusement des rivières adjacentes et du bassin de Leffe. La première partie de cette thèse (chapitre 5, paragraphe II) a porté sur la signification paléo-climatique de la série prémindelienne étudiée par F. Lona et S. Venzo (1950). Sans y revenir, le problème posé est bien celui des conditions morphologiques qui ont permis un tel dépôt, remarquable par sa grande épaisseur et sa continuité. L'hypothèse du bassin d'effondrement plio-quaternaire ne peut être soutenue, bien qu'elle rendrait admirablement compte en fonction d'une subsidence continue, des dépôts réguliers de la série de Leffe. Le chevauchement de Val Piana à l'ouest de Gandino met en contact la dolomie norienne et les calcaires rhétiens, mais il n'est pas possible d'en suivre la prolongation vers l'ouest. Le barrage de conglomérats villafranchiens qui ferme le bassin s'appuie sur un éperon de calcaires rhétiens qui au sud se retrouvent presque jusqu'au sommet de la terrasse mindelienne. Les alluvions le recouvrent plus ou moins et le long de la route de Casnigo, elles apparaissent plaquées contre lui. L'étude des conglomérats dans l'ensemble de la vallée du Serio prouvera que ce n'est pas un fait isolé et que partout il se trouve à cette hauteur et sur cette épaisseur. Le barrage n'est pas un cas fortuit mais s'inscrit dans un cadre général. On n'observe pas dans les dépôts lacustres de Leffe, de déformations importantes. Mais surtout ceux-ci sont logés, emboités, entre les calcaires rhétiens assez tendres de l'éperon et des autres bordures. La dépression pré-villafranchienne est due à un creusement par les eaux courantes grâce à des conditions lithologiques éminemment propices. En cela il rentre parfaitement dans le cadre de l'évolution générale des Préalpes et de la région du Serio, où l'on voit ce creusement des vallées se faire partout avant le Villafranchien, à la fin du Miocène et au Pliocène. Au cours de cette dernière période, la proximité du bas niveau de la ria d'Albino n'a pu que favoriser un creusement plus actif avant que les changements climatiques villafranchiens ne perturbent cette évolution.

d) La bordure orientale.

La connaissance de cette région est renouvelée par les travaux déjà signalés de R. Asseretto et P. Casati (1965). Vers l'est, l'influence du relèvement du massif hercynien du Val Trompia se fait de plus en plus sentir et la lithologie comme la structure s'en ressentent.

Au nord du Val Borlezza, les pendages vers le nord affectent toute la série permo triasique depuis le verrucano apparaissant sur la rive droite de l'Oglio, jusqu'aux calcaires et dolomies du Norien. La façade sur le Valcamonica est une véritable falaise de 1000 mètres. Les recherches stratigraphiques très précises des deux géologues italiens ont montré que le chevauchement de Camorelli, admis par les hollandais (Maaskant, de Sitter) n'existait pas. Une épaisseur anormale de calcaires anisiens (dits de Camorelli) explique la méprise. La prépondérance des calcaires généralement peu marneux est la cause de cette massivité. C'est un véritable escarpement de ligne de faille dégagé à l'ouest du massif ancien. Son influence se fait sentir par un réseau de failles Sud-Est - Nord-OUest, à l'est de Rogno.

Immédiatement au nord de Lovere, un accident majeur, véri able faille transversale abaisse le compartiment méridional où la dolomie principale forme les sommets qui dominent Bossico, c'est la faille du Val di Supine. Elle s'accompagne d'un décrochement du bloc sud vers l'est. La dénivellation entre Monte Valtero (1459 m.) et Monte Alto (1719 m.) est un escarpement de faille mais atténué par l'érosion. La cassure est elle-même exploitée par la rivière du Val di Supine. Elle creuse activement en fonction du Valcamonica, mais son action est trop récente pour s'être imposée au détriment de l'écoulement vers le Val de Clusone.

Le compartiment Nord est des plus intéressants, la dolomie norienne prend un faciès terrigène et forme le flanc nord alors que la crête est donnée par les calcaires de Gorno. La dolomie principale est sillonée de ravins peu actifs et sans écoulement pérenne, mais qui pendant les phases froides du Quaternaire se comportaient au moment de la fonte des neiges comme de véritables

oueds étalant leur débris en des glacis-cônes, vers Onore. La structure synclinale de l'extrémité orientale du bassin de Clusone et le faciès terrigène du Norien expliquent des altitudes médiocres dans un relief découpé, mais non en creux.

La basse vallée du Dezzo est orthogonale au pendage de la série triasique qu'elle traverse en sens inverse du pendage. Sa localisation correspond vers Angolo à l'axe d'un pli dissymétrique incliné au Nord, faisant apparaître le Permien vers Angolo. Un dense réseau de cassures ne suffit pas pour expliquer la localisation du cours d'eau. Celle-ci s'est faite en fonction des reliefs élevés créés à l'origine par les charriages des groupes de la Presolana, de ses écailles méridionales et du Camino. Au pied du chevauchement de Palline Borno, le flanc inverse ou septentrional du pli d'Angolo a formé une gouttière et des conditions propices à une démolition rapide du bombement sur son flanc nord. L'érosion régressive plio-quaternaire à partir de la vallée de l'Oglio utilisa les cassures orthogonales morcellant le Permien. La nature calcaire des formations triasiques, la vaste superficie du bassin hydrographique ont favorisé un creusement vertical exceptionnel. L'ensemble de ces facteurs permet de rendre compte de la vitesse du creusement et de l'affouillement tout le long du cours du Dezzo. Il n'a pu s'installer que postérieurement à la mise en place des grands charriages (bien que dans le cas de la Presolana ceci soit plus complexe, Ière partie, chapitre 4), c'est à dire à partir du Pliocène. Ce creusement n'a rien d'anormal, et il n'y a pas lieu de voir dans le bassin de Borno et le Giogo della Presolana, les traces d'un ancien réseau orienté vers l'ouest et Clusone. L'un et l'autre sont d'origine structurale : le premier établi au pied du front de chevauchement de Borno démantelé par l'érosion, le second à l'extrémité méridionale de la Presolana, entre celle-ci et l'écaille du Monte Scanapa. Comme ailleurs le réseau hydrographique s'est installé en fonction de la lithologie et des reliefs créés par le soulèvement fini-Miocène.

e) La bordure occidentale du lac d'Iseo et la position structurale du Val Cavallina.

Immédiatement à l'ouest de Lovere, l'extrémité orientale du Val Borlezza est barrée par des massifs peu élevés de dolomie principale

(Zone du Monte Clemo) que le torrent franchit par un véritable canyon. Leur relief assez monotone est dû au travail des glaciers quaternaires qui les ont burinés en verrou, quand une partie des glaces du Val Camonica franchissait ce seuil pour emprunter le Val Borlezza et le Val Cavallina. Le surcreusement par les glaciers du seuil de Lovere a modifié le réseau hydrographique pré-Quaternaire au profit du Val Camonica et au détriment du Val Cavallina. L'étude des dépôts quaternaires montrera qu'il n'est pas nécessaire d'envisager une obturation par des dépôts de pente pour expliquer la formation du bassin lacustre du Pianico-Sellere (chapitre 8) mais que l'abaissement du niveau du verrou de diffluence de Lovere a permis aux eaux de le scier par une gorge.

Le Val Cavallina entre Pianico et son débouché sur la plaine padane apparaît dans une position structurale beaucoup plus favorable que le passage actuel vers Lovere. Son creusement par les glaciers ne peut se concevoir s'il n'existait pas auparavant. Du Val Borlezza au lac d'Endine, il se trouve en contrebas du chevauchement de Gandino-Sovere (ou de Val Piana) où la dolomie norienne recouvre les calcaires noirs de Zorzino. Hormis au nord du lac de Gaiano, où la topographie montre un seuil peu élevé, modelé en bosses et en creux de formes adoucies dans la dolomie principale et les calcaires de Zorzino de la retombée sud - ouest du Monte Clemonte, il s'inscrit jusqu'à Casazza en position monoclinale dans les schistes noirs du Rhétien inférieur dont l'épaisseur s'accroit vers le lac d'Iseo. Elle est (R. Asseretto et P. Casati, 1965) de plus de 600 mètres au nord du Monte Torezzo, sous le faciès des argilites de Riva di Solto. La nouvelle route qui du lac d'Endine conduit à Cene (Val Seriana) montre que les pendages sont fortement relevés vers le Nord-Ouest. Au sud, le Val Cavallina est dominé par un crêt continu de dolomie à Conchodon et de calcaires hettangiens. L'emplacement de la vallée correspond au déblaiement avancé des assises tendres (calcaires noirs de Zorzino, argilites de Riva di Solto) sur le flanc méridional d'un bombement mal connu séparant bassin du Leffe et lac d'Endine. Les conditions lithologiques similaires répondent d'un creusement précoce, mais alors que le premier est d'une étendue limitée et n'a jamais été envahi par les glaciers, le second a été aménagé par la diffluence du glacier de l'Oglio. Le lac d'Endine est peu profond (IO mètres) fermé par une moraine frontale. Le grand

développement des marnes noires finement litées (argilites de Riva di Solto) est la cause de l'ampleur des phénomènes d'érosion (coulées de boue, glissements en masse de cône de déjection, ravinements) que nous avons analysés dans la première partie (chapitre 8, III).

Le long du lac d'Iseo, la même série stratigraphique explique le relief au nord de Fonteno. La dépression de Solto vers 420 mètres entre le lac d'Iseo et le Val Cavallina est due à l'érosion différentielle travaillant dans les mêmes argilites. Son moindre creusement, malgré quelques 900 mètres d'argilites, s'explique par sa position entre les deux axes des vallées. Un pendage assez faible a obligé l'érosion à dégager d'abord les puissantes couches (1000 mètres) de calcaires de Zu qui les recouvraient et forment maintenant le flanc septentrional du Monte Boario. L'érosion verticale prépondérante en montagne était, comme c'est souvent le cas dans les Préalpes lombardes, gênée par une structure presque tabulaire alors que les fortspendages du Val Cavallina lui offraient des conditions plus propices. Enfin le drainage des zones bordières et élevées du Val Borlezza s'est organisé en fonction du creusement rapide du Val Cavallina qu'il a contribué à accentuer. La dépression de Solto est donc restée marginale par rapport à l'écoulement principal des eaux. Elle ne reprend activement que depuis que sa couverture calcaire a été déblayée.

L'organisation du drainage ancien correspondrait à un relief moins creusé qu'aujourd'hui dans toute cette zone. Le travail des glaciers, par leur creusement en amont (vers Lovere) et des remblaiements localisés ont profondément modifié le réseau hydrographique au profit du Val Camonica. Les fractures ne jouent qu'un rôle mineur : celle du Bögn de Zorzino correspond au contact entre calcaires de Zorzino et dolomie norienne du Monte Clemo. C'est une véritable rupture provoquée par le soulèvement entre deux assises puissantes, mais de compétence différente. Le relèvement du Monte Clemo (contre-coup du soulèvement du môle ancien du Val Trompia) a rebroussé à la verticale, mais localement, les bancs de calcaires noirs du Norien supérieur. Vers le Sud, l'éloignement des grandes zones soulevées, cassées ou charriées fait passer à une tectonique plus calme, avec des déformations à moyen rayon de courbure. Celles-ci redeviendront plus vigoureuses à proximité de la plaine padane par suite du jeu de la flexure bordière.

La mise en valeur par l'érosion différentielle s'est-elle faite à partir d'un aplanissement généralisé dont on retrouverait des témoins sur les sommets vers 900 - I300 mètres (S. Venzo, I945) ?. Si au nord du Val Cavallina il y a des formes topographiques molles, on ne remarque nulle part de sommets vraiment plats. Leurs formes sont dues aux calcaires rhétiens relativement tendres modelés par les climats froids du Quaternaire qui, par cryoclastie ont émoussé les reliefs et empâté les versants d'éboulis et parfois de fortes accumulations de grèzes. Il n'y a pas de correspondance entre les altitudes. Quant aux sommets de dolomie principale aussi bien à l'ouest qu'à l'est du Val Borlezza, ils sont d'origine structurale, donnés par les bancs les plus résistants du Norien, bousculés et relevés par la tectonique. Ils dépassent les I500 mètres et ne peuvent être rapprochés des précédents, ni de la crête de calcaires liasiques, typiquement structurale au sud du Val Cavallina. S'il y a eu à un moment donné un aplanissement, le relief actuel par suite de la tectonique et de la reprise d'érosion, n'en montre pas de trace évidente.

Dans toute la partie orientale des Préalpes bergamasques, le relief apparaît étroitement lié aux mouvements tectoniques qui ont mis en place les grandes nappes charriées vers le Sud, cassé et dénivelé les régions méridionales. Ils ont guidé l'installation du réseau hydrographique soit par des cassures, soit par les reliefs constitués plus élevés qu'aujourd'hui et jouant le rôle de "château d'eaux". Les glaciers quaternaires ont perturbé localement (Val Cavallina) le drainage pliocène par des captures, mais le plus souvent l'ont fixé durablement en fonction du surcreusement des vallées principales.

I II - LA BORDURE DES PREALPES BERGAMASQUES ET LEUR AVANT PAYS DE L'ADDA AUX RIVES DU LAC D'ISEO -

Entre ces deux limites, la bordure préalpine est nette, marquée par un front montagneux tombant par une pente abrupte sur le piedmont lombard. Les dénivellations entre sommets et plaine sont de l'ordre de 4 à 500 mètres, mais plus considérables en avant des points

culminants (Monte Tesoro, Canto Alto, Misma...) . Les échines de grès crétacés particulièrement résistants forment le seul relief marqué parallèle à la bordure. C'est le jeu de la flexure padane au contact plaine, montagne, qui explique ce bombement bordier. L'originalité lithologique tient à la large prédominance des assises de calcaires et calcaires marneux du Lias au Crétacé, alors que les terrains triasiques n'ont qu'une place plus restreinte. Cette bordure malgré son altitude est coupée franchement par le cours Nord Sud des trois rivières bergamasques, mais celles-ci ne constituent pas des limites morphologiques pour une étude régionale. A l'ouest de Bergame, l'influence des chevauchements des Grigne et du Resegone se fait sentir tandis que des déformations à large rayon de courbure affectent la bordure. A l'est en revanche, c'est par un chevauchement de la dolomie norienne sur les couches liasiques que se fait le contact entre ces deux formations sur la crête bordière.

I°) La bordure préalpine à l'ouest de Bergame.

Le charriage du Resegone et le bombement anticlinal de l'Albenza expliquent les aspects différents du relief de part et d'autre du Monte Tesoro. A l'ouest, les structures sont plus complexes, tandis qu'à l'est le passage du Brembo, à travers les déformations bordières permet de poser les problèmes morphologiques généraux de la région.

a) Les régions bordières entre l'Adda et le Monte Tesoro.

Le grand déplacement du Resegone a bouleversé les structures de la bordure préalpine. Elles ont été reconnues par les travaux des géologues de Milan (carte géologique de Bergame, n° 33) et ceux de P.L. Guillot (1967), alors que l'ancienne carte de Come, comme celle plus récente de L.U. de Sitter (1949) admettaient une structure plissée souple, sans grands accidents transversaux. Au sud du Resegone, les masses de dolomie principale du Norien (Corna Camozzera, Monte Magnodeno) viennent chevaucher en écailles les assises schisteuses et rebroussées vers le sud du Rhétien. Ce contact anormal se suit vers l'ouest jusqu'aux abords de Lecco. Convient-il, de le raccorder à l'écaille septentrionale

du Monte Barro ?. En amont de Lecco, le lac correspond à un accident majeur de la structure des Préalpes (faille de Lecco). Il ne semble pas. Les deux chevauchements du Monte Barro n'ont pas leurs correspondants sur la rive gauche de l'Adda. S'il y a similitude dans le style tectonique de part et d'autre de la vallée, il n'y a pas continuité lithologique et structurale. Sa prolongation vers le Sud permet d'expliquer ces différences. De part et d'autre, les efforts tectoniques se sont traduits différemment : par un relèvement en des chevauchements plus nombreux à l'ouest de l'Adda, très proche du Coltignone.

Au nord de Calolziocorte, les murailles du Monte Mudarga et de Sopracorna sont le front de chevauchement des calcaires crétacés (maiolica) sur des assises plus tendres ployées synclinalement (figure 78b). Sous l'effet du charriage de la Cornamozzera, la terminaison occidentale du pli anticlinal de l'Albenza a été bousculé et déversé vers le Sud. Une rupture s'est produite entre la Maiolica rigide et les pelites de l'Aptien - Albien qui formaient le flanc méridional du pli. Le rebroussement des couches de maiolica venant chevaucher la série crétacée plissée synclinalement au sud, forme une véritable barre isoclinale. Le chevauchement est moins important que le précédent et peut-être est-il possible d'en voir le prolongement sur la rive droite de l'Adda, dans celui de San Alessandro, mais ce n'est là qu'une hypothèse, De part et d'autre de l'Adda les structures ne se répondent pas.

Au sud de ce chevauchement méridional ou d'Erole, le synclinal de terrains crétacés de Santa Margarita prend une direction Nord-Nord OUest/Sud-Sud Est, bordé à l'ouest par un anticlinal méridien éventré par l'érosion : c'est la vallée de l'Adda, absolument inadaptée à la structure puisqu'elle traverse dans toute sa longueur l'axe du pli (carte n° 2 et figure 78b). De part et d'autre, les Corni di Bisone et la Rocca sont des crêts donnés par les calcaires jaunâtres de l'Albien supérieur (faciès dit du "Sass della Luna"). Les pendages plus forts à l'ouest de l'Adda montrent une dissymétrie du pli, qui est peut-être faillé dans le sens méridien avec abaissement du compartiment occidental. L'accident rendrait bien compte de la localisation du fleuve, mais on ne peut en affirmer la présence avec certitude. La vallée de l'Adda déjà large à ce point, n'autorise que des raccordements hypothétiques. Le tracé

du fleuve dans le prolongement de la faille de Lecco apporte un argument favorable.

Au sud d'Airuno, les plis de la bordure prennent une direction Ouest-Est, mais les reliefs sont peu élevés hormis les grandes masses de grès crétacés de San Genesio et du Monte Due Frati. Immédiatement à l'est de l'Adda, la petite vallée de Cisano - Pontida est un véritable comble de flanc dans un pli dissymétrique déversé vers le Sud. Cependant les problèmes les plus intéressants du relief pré-alpin se trouvent à l'ouest de l'Adda. La structure plissée ne donne pas un relief conforme mais une série de crêtes d'altitude inégale, émergeant plus ou moins de l'épaisse couverture morainique et fluvioglaciaire. Vers le Lambro, le style plissé est de type éjectif, les anticlinaux sont éventrés et les arêtes données par des crêts de calcaires, de grès ou de conglomérats crétacés ou des fonds de synclinaux. Vers l'Adda, la coupe donnée par la construction de la Superstrada Valsàssina, montrent des plis plus réguliers mais le même type de relief. Les faciès de pelites et de grès alternant dans la partie supérieure du Crétacé ont favorisé le modelé d'un tel relief dont les aspects "appalachiens" sont indéniables. L'anticlinal du Monte Orobio ou le synclinal de Vanzone de part et d'autre de l'Adda sont aplanis. Il n'y a pas de sub-égalité des crêtes, mais une inversion à peu près générale du relief avec un relèvement des altitudes et des axes structuraux à proximité de la montagne.

Le creusement inégal et l'inversion du relief ne peuvent être attribués seulement aux glaciers quaternaires. Le canyon de l'Adda à Paderno montre que, comme dans toute la Lombardie, les vallées étaient creusées au moins dès le Pliocène à leur emplacement actuel. Le cours de l'Adda qui en aval d'Airuno traverse perpendiculairement les plis est antérieur. Il permet de poser le problème de l'évolution morphologique de l'ensemble de cette région.

Le relief ne présente pas de trace caractéristique d'aplanissement ou de surface d'érosion, mais montre des déformations qui vont s'exagérant du Sud vers le Nord, et du Lambro vers l'Adda, au fur et à mesure que l'on s'approche des grands charriages de la Corna Mozzera et du Resegone. Leur existence est liée à la tectonique

d'écoulement par gravité du Resegone et au jeu postérieur de la flexure péri-padane qui se situe sur l'axe anticlinal de l'Albenza (la montagne et non la région). A proximité de ceux-ci, les déformations ont rejoué vigoureusement, et de plus en plus faiblement vers la plaine. Elles ont déformé un relief déjà inversé et aplani, comme le montrera plus loin l'exemple du Resegone sur l'Albenza et la Costa del Palio. Le réseau hydrographique s'était installé en fonction du relief créé par le soulèvement orobique et les glissements, par le couloir de Balisio, Lecco et se dirigeait vers le Sud. Les travaux de P. Gabert (1962) ont montré que l'Adda n'avait emprunté cette voie qu'à partir du Günz (cf notre chapitre 7). La rivière précédente descendue des Préalpes du Comasco a suivi la faille de Lecco et la pente Nord - Sud créée par le relief. Elle s'est installée sur un relief aplani en avant des charriages actuels, puis considérablement déformé par ceux-ci en fonction de leurs mouvements et du jeu de la flexure péri-padane. L'inadaptation du cours de l'Adda est une antécédence.

Dès lors se pose le problème de la place chronologique de ces différents mouvements. Il présente peu de difficultés, si l'on admet un étalement chronologique et spatial des déformations (1ère partie, chapitre 4). Ceux-ci se sont propagés des Alpes orobiques à la plaine mais avec un certain décalage. On a vu l'âge fini-Miocène et Villafranchien des déformations de la bordure pré-alpine vers Come. L'étude du soubassement de la plaine padane (1ère partie, chapitre 3) les avait déjà démontrés. Le réseau hydrographique est déjà ébauché à la fin du Miocène, avant la phase des rias pliocènes. Si au nord d'Airuno, les reliefs structuraux sont des fronts de chevauchements, des crêts, des barres isoclinales ; au sud de cette localité, on peut parler de "pseudo relief appalachien" tant les déformations postérieures ont été grandes, avant le recreusement puis les apports des glaciers quaternaires. Cet aplanissement disparu peut-il être rapproché de celui préservé par les calcaires durs du Generoso, et des sommets émoussés du Triangolo Lariano, c'est possible vu l'âge prépontien des uns et des autres, mais en l'absence de toute trace de datation, cela reste problématique.

La bordure des Préalpes est décalée vers le Sud de quelques cinq kilomètres au droit de Lecco et à l'est de l'Adda, par rapport

à sa position à l'ouest de la même rivière vers le Monte Barro. Cette anomalie est-elle due à un décrochement le long de l'accident de Lecco ?. Celui-ci au sud de cette ville a un rejet médiocre et se présente plus comme une grande fissure qu'une faille véritable. La présence du Resegone en est la cause. Son basculement vers le nord est l'effet du jeu de la flexure bordière postérieurement à sa mise en place (chapitre 3, II° partie). Elle n'a pu s'exercer plus au nord, dans le prolongement du Monte Rai, du fait peut être de l'importance des masses charriées créant une surcharge et s'est localisée plus au sud en avant de la Corna Mozzera. Le décrochement de la bordure qui suit l'Adda entre Lecco et Airuno est d'origine structurale, la rivière suit et utilise la cassure de Lecco qui apparaît comme un accident secondaire par rapport à ce décalage. Il explique le changement de direction de l'anticlinal méridien de la vallée de l'Adda, qui vers Airuno passe par la basse vallée du Sonna où il est Ouest-Est. La bordure des Préalpes est directement intéressée par l'axe anticlinal du Mont de l'Albenza qui correspond à un relèvement plus important de la bordure.

b) La bordure de l'Albenza et le débouché du Val Brembana -

A l'est du Passo del Pertus et jusqu'au nord de Bergame, à première vue le contact plaine montagne apparaît simple. La longue échine du Monte Albenza semble trouver son prolongement dans le Monte Ubione et la crête du Canto Alto. A leur pied, hormis l'arête des grès crétacés, les reliefs sont médiocres et très vite ensevelis sous les accumulations fluvioglaciaires du piedmont. En fait, la structure de l'Albenza d'une part, les plis de la basse vallée du Brembo (que cette rivière coupe transversalement) posent une série de problèmes morphologiques du plus grand intérêt et qui dépassent le cadre local.

(I) Le Monte Albenza est une crête élevée de direction Nord-Ouest / Sud-Est dominant de plus de mille mètres la plaine padane voisine, puisqu'elle atteint 1432 mètres au Monte Tesoro et 1392 au Linzone !. Ce relief très marqué séparant le piedmont au sud et le Val Imagna très déprimé au nord (moins de 400 mètres) présente un versant

sud raide et en pente régulière (de l'ordre de 40 - 45 degrés), tandis que son bord septentrional comporte deux replats marqués et continus : vers I000 mètres Costa, et vers Cepino à 45I mètres).

Comme l'ont montré les études de A. Desio (I927) et R. Blanchet (I965), la structure est simple et affecte toute la série sédimentaire du Norien au Crétacé (figure 79). A l'est de Carenno où se termine le chevauchement de la Maiolica de Sopra - Corna, il s'agit d'un anticlinal déversé vers le Sud, dont la voûte a disparu. Les reliefs sont donnés par une série de barres calcaires relevées à la verticale. Plus à l'est, aux Monti Tesoro et Linzone, l'anticlinal passe à un véritable pli en genou qui vers la Corna Bocchetto se transforme en un chevauchement des calcaires du Rhétien moyen sur la série du Lias.

Le flanc méridional ou inverse est à peine écorné par l'érosion qui amorce timidement une combe de flanc sous le Linzone, tandis que ce sommet est constitué de couches subhorizontales de calcaires liasiques peu épais. Le plus étrange est l'évidement très avancé du flanc normal à large rayon de courbure, le torrent Imagna s'encaissant même dans la retombée extrême du bombement de dolomie norienne. Les deux replats de Costa et Cepino sont d'origine structurale, dus à la dolomie principale dégagée de sa couverture sédimentaire de Rhétien schisteux. Cette anomalie dans l'inversion du relief pourra s'expliquer plus facilement après avoir vu la basse vallée du Brembo.

(2) Les reliefs de la basse vallée du Brembo (carte générale n° 2).

Cependant à l'est de Roncola, l'anticlinal de l'Albenza s'abaisse très rapidement et se termine par une ride anticlinale qui disparaît périclinalement vers Clanezzo (village). Elle est également évidée par l'érosion et la combe correspond au cours aval du torrent Imagna. En aval de Sedrina, le Brembo traverse un synclinorium de calcaires liasiques sans qu'il n'y ait jamais adaptation à la structure. A l'ouest de son cours, les calcaires bruns de l'Hettangien forment un crêt en hémicycle du Monte Ubione à la Corna Marcia (I033 m.) et à l'Ubiale. Vers celui-ci, des décollements et des dislocations

génératrices de phénomènes locaux en "Collapse structure" n'enlèvent rien à son caractère général de crêt au-dessus de la dépression Berbenno - Brembilla, creusée dans les schistes rhétiens. Le crêt lui-même est dû à la superposition sur ces schistes de la série résistante des calcaires du Rhétien supérieur, du Sinemurien et de l'Hettangien, ces derniers formant la partie sommitale. Ce synclinorium dont le centre est le hameau d'Ubiale est dissymétrique, le flanc nord étant plus relevé que son opposé. Du Mont Ubiale, le crêt liasique se prolonge à l'est du Brembo par la crête sommitale Monte Passata - Corna delle Capre, pour se terminer au Canto Alto (II46 m.).

Sur la bordure, au sud des axes anticlinaux du Monte Albenza et du Canto Alto, des plis d'avant pays parallèles à ces deux axes structuraux affectent la série crétacée (figure 80). L'inversion de relief n'est jamais avancée car l'érosion après avoir déblayé les assises assez tendres des schistes et du flysch pelito-gréseux des anticlinaux, bute contre le noyau résistant des calcaires albiens (Sass della Luna) qui forment l'ossature des voûtes. D'où un relief plissé inverse avorté d'autant que les synclinaux de schistes et de pelites friables évoluent rapidement sans donner de formes structurales marquées. Il en résulte un paysage mou, tout en collines, sans ligne directrice nette, sans crêt ni mont bien individualisés. Autant la lithologie (superposition d'une série tendre peu épaisse à une couche de calcaires résistants) que la structure à plis peu accentués et l'empâtement du relief au Quaternaire (épandages cryoclastiques, solifluxion) expliquent l'absence de formes structurales nettes. Vers le Sud, les grès et conglomérats redressés du Crétacé supérieur constituent la barre du Monte Due Frati et de la colline de Bergame, dominant une dépression étroite déblayée dans les schistes et le flysch. Mais nulle part, des traces d'aplanissements ne peuvent être remarquées.

c) Les problèmes morphologiques de l'évolution d'ensemble du relief de la bordure.

Le problème essentiel est celui de l'inversion de relief très avancée au nord de l'Albenza et du Canto Alto, alors qu'est à peine retouché leur versant méridional, flanc inverse du bombement que l'érosion aurait dû faire

disparaître, à plus forte raison si celle-ci devait être ancienne. La faible attaque des plis de la bordure et de la retombée méridionale du Linzone prouve que leur surrection est récente, et a dû faire rejouer des axes tectoniques dans un relief dont l'évolution morphologique était avancée. De quels éléments disposons-nous dans un cadre plus général ?.

- Il n'existe aucune trace d'un aplanissement sur des sommets qui offrent des formes structurales. Entre ceux-ci les différences d'altitude sont telles (deplusieurs centaines de mètres) qu'elles interdisent l'hypothèse d'une surface sommitale.

- Le synclinorium d'Ubiale est dans le prolongement du synclinal de la Costa del Palio au nord du Val Imagna, où la série jurassique formant les crêts est chevauchée par le glissement en masse du Resegone. Celui-ci recouvre au sud les calcaires du Rhétien moyen de l'anticlinal de l'Albenza. Sa mise en place n'a pu se faire que grâce à un certain aplanissement du relief et une pente. Elle s'est faite lorsque l'anticlinal bordier au moins à l'ouest, était érodé, voire nivelé.. mais son relèvement postérieur est responsable du basculement vers le Nord des assises de dolomies triasiques (cf. chapitre précédent).

Une première phase de plissement à large rayon a affecté l'ensemble considéré, avant qu'un aplanissement plus ou moins parfait nivelle le relief. Il tranchait l'anticlinal de l'Albenza et avait déblayé sur celui-ci les assises résistantes du Lias et du Rhétien inférieur.

Une seconde phase orogénique provoque un relèvement d'ensemble, faisant rejouer les anciens axes structuraux mais de façon inégale. Elle est particulièrement puissante sur l'Albenza où le jeu de la flexure padane porte le relief à près de 1500 mètres, plus faible en Val Imagna où la reprise d'érosion déblaye avec rapidité les schistes du Rhétien. En Albenza, le relèvement ne correspond pas à l'ancien axe anticlinal, mais se situe légèrement au sud par rapport à celui-ci (figure 79) puisqu'il affecte les calcaires liasiques

constituant aujourd'hui le Monte Linzone, qui n'auraient pas été préservés s'ils avaient été sur l'axe anticlinal précédent, déjà érodé avant d'être soulevé. Elle provoque les décollements localisés des crêts au nord de Serina. La déformation des argiles pliocènes et des conglomérats villafranchiens, au débouché de l'Adda témoigne d'une persistance de ces mouvements jusqu'à une époque récente.

Le cours du Brembo, inadapté à la structure montre sa préexistence par rapport à la seconde phase. Son emplacement est attesté par les dépôts de la ria pliocène (Clanezzo, Villa d'Almé). Mais la rivière déjà creusée était en place depuis plus longtemps. Les seuls mouvements villafranchiens ne sauraient en rendre compte, puisqu'ils ne sont que peu déformés (pendage de IO à I5 ° à Almeno quand les assises secondaires sont relevées à la verticale). La deuxième phase tectonique est pour l'essentiel antérieure et doit être rattachée aux mouvements d'âge pontien comme dans le cas de l'Adda. Le cours du Brembo est dû à une antécédence. L'importance du relèvement bordier explique que seules les rivières importantes aient pu persister sur place par enfoncement. Ailleurs l'axe de relèvement sert de ligne de partage des eaux. Son âge récent est confirmé par le fait que les rivières du versant sud travaillant dans des conditions éminemment favorables n'ont pas réussi à le franchir. Le versant septentrional voit le déblaiement des schistes mettre en valeur des replats structuraux. De rares glacis se raccordent à une basse terrasse d'âge würmien.

2°) La bordure préalpine à l'est de Bergame -

A l'est du Canto Alto la structure de la bordure bergamasque se présente de façon plus complexe : la dolomie principale du Norien et les calcaires du Rhétien moyen fortement relevés entrent en contact anormal par un front de chevauchement avec les assises du Rhétien supérieur et du Lias redressées presque à la verticale. Ce n'est qu'aux abords du lac d'Iseo que la tectonique offre un style plissé plus souple sans grand accident. En avant de la bordure, les plis de la couverture jurassique et crétacée sont érodés et présentent comme à l'ouest un relief inversé, mais où les traces d'un ancien aplanissement, sans être très caractéristiques sont plus évidentes. La diversité des situations et les problèmes locaux contraignent à une division par

secteurs d'Ouest en Est.

a) Du Canto Alto à la vallée du Serio.

Entre ces deux limites, l'allure de la bordure est sous la dépendance d'un fort chevauchement de la dolomie principale sur les schistes du Rhétien. Le relèvement est le plus considérable au sud de Selvino, où elle culmine à 1228 mètres au Monte Podona, tandis que vers l'est il s'abaisse rapidement en direction du Val Seriana. La série sédimentaire de la bordure est fortement redressée au sud de Lonno (figure 8I). Les travaux anciens et la carte géologique de Bergame admettait un chevauchement continu au niveau du Lias, parallèle à celui de la dolomie norienne. Cependant les recherches des géologues milanais (P. Casati et M. Guaitani, 1968) ont montré que la série liasique ne comportait qu'une réduction locale, mais importante de la série sédimentaire due à la présence d'un haut fond et qu'il n'y avait pas lieu d'y voir un accident tectonique. Si la dolomie du chevauchement constitue les points les plus élevés de la bordure, au pied de celle-ci, l'érosion a dégagé des cols et des amorces de sillons longitudinaux dans le Rhétien schisteux (Forcellino, Valle della Porta).

Au sud de ceux-ci, le relief bordier se présente sous forme de longues échines aux sommets peu vigoureux, émoussés, culminant vers 750 - 850 mètres. C'est le cas du Monte Valtrusa (834 m.) du PIzzo di Lonno, Monte Ganda, du Zuccone, Colle di Ranica, Monte Solino. Ces hautes croupes ne sont pas parfaitement planes et s'abaissent du Nord vers le Sud. Comme le montrent les coupes (figure 8I), elles correspondent à un ancien relief plus ou moins aplani, relevé par la flexure padane, rebroussées par le chevauchement du Norien et à peine retouchées par l'érosion différentielle, mettant en valeur sous forme de crêts les bancs calcaires les plus résistants. Seul le Monte del Cavallo se présente comme une forme structurale : la poussée tangentielle du chevauchement ayant provoqué un pli en genou dont le flanc inverse est évidé.

Dans le contexte régional, il est impossible d'avancer toute datation, mais la reprise d'érosion à partir de la plaine est peu avancée, et les cours d'eau très courts entament à peine le chevauchement. Il convient d'attribuer un âge récent (pontien - villafranchien ?) à ces déformations.

b) La basse vallée du Serio.

Le passage du Serio à travers la crête bordière des Préalpes bergamasques pose un problème semblable à celui du Brembo puisque la rivière franchit transversalement le grand axe structural de la bordure. La présence d'aplanissements que nous avons noté sur la rive droite (paragraphe précédent) et qui se retrouvent plus à l'est, permettent de l'expliquer par une antécédence sous l'effet de déformations fini-tertiaires créant le relief actuel.

En fait, les choses ne sont pas identiques. A l'ouest du Serio, le chevauchement de dolomie norienne disparaît vers Albino, mais ne réapparaît pas sur la rive gauche du fleuve. La crête bordière se présente comme un anticlinal déversé vers le sud, mais sans rupture tectonique. La dolomie norienne n'affleure pas, mais l'axe structural ne laisse voir que les calcaires du Rhétien moyen. Le soulèvement bordier a été beaucoup moins puissant que vers l'ouest. Bien que les assises liasiques, jurassiques et crétacées soient au sud d'Albino dans le prolongement les unes des autres, on se trouve à Albino devant un changement total de la structure de l'axe principal du soulèvement de la bordure. Il y a là un véritable ensellement localisé qui a favorisé l'installation du réseau hydrographique. Cela n'a rien d'anormal puisque l'on a vu que la moyenne vallée du Serio, de Vertova à Albino correspondait à une zone abaissée tectoniquement par failles par rapport aux prolongements orientaux du Monte Alben. Un passage privilégié a attiré la rivière, mais n'enlève pas à son tracé son caractère antécédent par rapport au soulèvement tectonique. Celui-ci s'est montré plus vigoureux, à l'est du Monte Misma et la bordure de collines du piedmont, un peu plus large, prouve l'existence d'une phase de démolition et d'aplanissement du relief.

b) Les collines de l'avant pays entre le Serio et le lac d'Iseo.

Il peut paraître irrationnel d'étudier les plis de l'avant pays avant la bordure des Préalpes, beaucoup plus élevée et dont la formation explique la morphologie de la zone bordière. Mais les conclusions qui en seront tirées permettront de résoudre plus facilement les problèmes morphologiques de l'axe bordier.

Si les limites orientales et occidentales sont bien définies, au nord, la région considérée s'arrête aux basses pentes méridionales de la chaîne bordière Misma - Costa di Misma - Monte di Grone - Sarnico. Dans l'ensemble, le relief reste médiocre à la fois par les altitudes et les dénivellations : il ne dépasse guère les 700 mètres, qu'à l'ouest de Foresto Sparso, se situant le plus souvent entre 400 et 500 mètres. Le Serio et surtout le Cherio drainent de petits bassins au fond alluvial plat séparant des collines allongées. La lithologie et la structure sont bien connues grâce aux travaux de S. Venzo (1954), D. Passeri (1965) et récemment B. Piat (1963). Entre la bordure montagneuse et la crête peu élevée des grès et conglomérats santoniens de Monticelli di Borgagna et de Carobbio degli Angeli, une structure plissée régulière, dans le prolongement des axes tectoniques situés à l'ouest du Serio, se retrouve vers l'est mais le nombre des axes tectoniques se réduit à deux vers la vallée du Cherio : le synclinal de Foresto Sparso et le brachyanticlinal de Zandobbio.

A l'ouest du Cherio, comme dans le Bergamasque occidental, le relief plissé n'est jamais conforme et les axes anticlinaux sont démantelés : les rivières ont défoncé la voûte des calcaires jaunes de l'Albien comme le Seniga à l'ouest de Trescore - Balneario, ou exploité des bandes de schistes comme la Vallogna, dans les schistes du Barrémien supérieur. Le plus bel exemple est celui de la dépression de Monticelli di Borgogna entièrement déblayée dans les schistes argileux du flysch turonien et dominée par la barre isoclinale des conglomérats santoniens. L'érosion différentielle s'exerce sur un relief dont les sommets conformes ont été aplanis, puis l'ensemble déformé par un mouvement de bascule du nord au sud.

L'anticlinal de calcaires liasiques de Zandobbio et ses alentours offrent l'illustration la plus probante de cet aplanissement déformé. De part et d'autre du Cherio qui traverse ce bombement, les couches très redressées sont arasées par un aplanissement qui forme les sommets très plats à 459 mètres au nord de Zandobbio. Celui-ci est dénivelé par une série de failles méridiennes qui hachent le bombement structural. Vers le Sud (figure 82) il trouve son prolongement dans la crête de Cressa Santa Claris - Col Groce. Il doit être rapproché des reliefs usés à l'ouest du Cherio. Il a été fortement disloqué comme toute la région par des mouvements tectoniques postérieurs qui sont la cause du chevauchement du synclinal crétacé de Foresto sur le versant nord - est de cet anticlinal. De même, c'est au chevauchement du Monte Misma - Monte Pranza qu'est due la déformation en plan incliné de la bordure jurassique et crétacée, (figure 83). La préservation de l'aplanissement en quelques lambeaux vers Zandobbio (1) est due à la massivité des calcaires du Lias inférieur. Nos recherches sur le terrain ne nous ont pas permis, en l'absence de tout élément allogène de retrouver d'indice intéressant pour une datation. La surface est karstifiée, abondamment recouverte de terra rossa. L'ensemble de la bordure préalpine du Monte Misma jusqu'au nord d'Adrara se présente comme un chevauchement du Rhétien moyen et supérieur sur la série liasique de la bordure. Deux problèmes intéressants se posent, celui de la structure et de la mise en place du Monte Misma, et celui du passage du Cherio qui entre Casazza et Berzo franchit la bordure.

* Le Monte Misma, point culminant entre les vallées du Serio et du Cherio, n'a pas fait l'objet d'études géologiques, à notre connaissance du moins, depuis la publication déjà ancienne de De Alessandri (1903). La carte géologique de Bergame plus récente le considère comme une masse charriée, de même que B. Piat (1963) qui le place dans un fossé tectonique, cet auteur ne donne malheureusement pas de coupe. Les observations que nous avons pu faire sur le terrain montrent (figure 84) que le Rhétien supérieur et le Lias inférieur, fortement basculés vers le Sud, se terminent par un pli chevauchant avec rupture. Mais il n'y a pas rupture de la série lithologique du Rhétien sur le versant septentrional. L'existence d'une masse charriée en totalité et située sur la bordure elle-même serait un cas unique

(1) voir photo 5, planche III, volume II)

en Lombardie. Comme ce charriage, vu les pendages proviendrait du Nord, on n'arrive pas à concevoir sa mise en place du fait de l'absence de terrains liasiques au nord, et d'une pente suffisamment forte pour expliquer le glissement par gravité d'une masse aussi réduite, sinon en attribuant à l'érosion un travail de démolition considérable. Sur la bordure on ne trouve toutefois ni la tectonique puissante des Alpes orobiques, ni le fort creusement pliocène et quaternaire. Il y a tout lieu à notre sens d'enraciner sur son flanc septentrional le Monte Misma.

On remarquera que la bordure méridionale charriée est dans le prolongement du chevauchement bordier à l'ouest du Monte Pranza. La mise en évidence dans les paragraphes précédents d'un aplanissement général fortement disloqué permet d'avancer une hypothèse sur sa formation tout en rendant compte de la localisation du chevauchement. Des cassures déterminent un graben où l'aplanissement postérieur permet la conservation du Lias dans une position plus septentrionale (figure 85 a). Le chevauchement consécutif aux mouvements alpins (fin du Miocène ?) trouve là un point de faiblesse structurale : sa poussée déverse vers le Sud avec une rupture exagérée les assises du graben (figure 85 b et c). Il ne s'agit que d'une hypothèse, mais s'intégrant à un cadre morphologique régional et tenant compte des déplacements tangentiels limités que l'on observe sur cette bordure.

* Le second problème est celui du passage du Cherio à Grone où la rivière franchit l'axe orographique et structural de la bordure. Celui-ci est t-il dû à une simple antécédence, ou bien la rivière a t-elle exploité une situation plus favorable?. Cela semble être le cas puisque ce passage se trouve dans le prolongement de la grande faille Sud-Ouest - Nord-Est qui casse l'extrémité occidentale de l'anticlinal de Zandobbio. De part et d'autre du Val Cavallina vers Grone, le chevauchement bordier Rhétien / Lias est décalé : plus au sud à l'est de la rivière. La poussée tangentielle génératrice du chevauchement de la bordure s'est exercée de façon différente de part et d'autre de la vallée : plus forte à l'est où son contre coup sur l'avant pays est responsable du chevauchement du Monte Sega. L'origine tectonique du tracé de la vallée du Cherio dans cette partie de son cours paraît indéniable. A l'est du Cherio, le style structural est d'ailleurs différent.

c) La bordure préalpine entre Val Cavallina et Lac d'Iseo.

Elle diffère d'abord par la constitution lithologique, la dolomie à Conchodon et le Lias inférieur forment des crêts bien marqués au Ballerino et au Monte Grone dominant les bombements du Val Cavallina au nord et les calcaires rhétiens du chevauchement de Grone. Celui-ci (A. Desio, 1943) se poursuit sur le flanc méridional du Bronzone qui est un anticlinal déversé de calcaires rhétiens et liasiques. Il borde au sud un petit synclinal où a été conservé le Jurassique, avant qu'un pli anticlinal déversé vers le Sud , bien net sur les rives du lac d'Iseo, ne précède le synclinal de Sarnico. De l'Ouest vers l'Est, on voit la tectonique devenir plus cassante, les axes structuraux plus nombreux et les déversements plus accentués. Cela tient à la proximité du massif ancien du Val Trompia. Les forces orogéniques se sont exercées sur une région assez loin cependant des grands relèvements, pour que l'on n'y trouve pas de masse charriée, d'autre part l'importance de la série sédimentaire accumulée ici au Trias supérieur et au Lias (Ière partie, chapitre 2) expliquent le style lourd de plis passant immédiatement à des cassures pouvant sous l'effet des poussées Nord - Sud, se transformer en plans de chevauchement. Les reliefs structuraux actuels (crêts et barres de dolomies et de calcaires) dérivent-ils d'un aplanissement comme c'est le cas dans la plaine ?.

L'examen des cartes comme celui des photos aériennes et l'observation du terrain ne montrent pas d'indices d'aplanissement, même localisés. Là encore des raccordements entre les sommets sont purement imaginaires. L'ampleur du soulèvement, même si il a repris des axes tectoniques plus anciens dont les sommets étaient érodés, provoquant les chevauchements du Bronzone et d'Adrara, a été telle qu'elle a créé des formes vigoureuses, déclenché une érosion active qui en ont effacé toute trace... Le matériel ne présente pas l'homogénéité lithologique, ni l'épaisseur considérable des masses de calcaires liasiques du Monte Generoso. Le flanc méridional et inverse de l'anticlinal de Predore est très marqué et générateur du profond synclinal de Sarnico qu'emprunte l'Oglio à sa sortie du lac d'Iseo marque la prédominance de la structure. Ce n'est qu'au sud de Sarnico

que les structures plissées montrent des plis à plus grand rayon et un relief inversé dont les sommets peu escarpés (Monte Stefano, Monte Castello) sont des crêts. Celui-ci dérive peut-être du même aplanissement que vers Zandobbio, mais a été plus bousculé par la tectonique de la montagne et les accidents de la bordure padane (horst miocène du Montorfano d'Iseo). La reprise d'érosion a été plus active, le travail des glaciers et des eaux post-glaciaires plus avancé ont accusé les contrastes. Sur la cime du Monte Alto, on ne relève pas de trace d'aplanissement sommital.

La datation de l'aplanissement du relief, antérieur à la phase orogénique principale, ne peut être faite avec précision sur les seuls éléments examinés. Cependant les déformations fini-miocènes du sous-sol de la plaine lombarde montrent l'antériorité de l'aplanissement par rapport à celles-ci. Il doit être mis en relation avec les dépôts de cailloutis bien roulés du Montorfano d'Iseo, datés du Miocène inférieur (cf. Ière partie, chapitre 3) et contenant uniquement des éléments de la couverture sédimentaire de la bordure préalpine. Leur aspect de galets de plage ne doit pas pour autant faire envisager une surface d'abrasion marine. Mais on est en droit de se demander vu l'importance de l'érosion, s'ils ne sont pas contemporains de la première phase tectonique puis de la destruction des reliefs créés. L'étude des Préalpes à l'est du lac d'Iseo montrera que cette corrélation peut être établie.

CONCLUSION

Par la diversité des problèmes morphologiques qu'elle pose, la montagne sédimentaire bergamasque apparaît morcelée entre hauts massifs, moyenne montagne et bordure. Le moment est venu d'essayer de rapprocher les observations pour tenter une synthèse de l'évolution d'ensemble :

Partout, elle apparaît étroitement liée dans ses aspects actuels aux déformations tectoniques d'âge fini-Miocène pour la phase principale, suivi par une phase de surrection et de réajustements à la fois dans la plaine et dans la montagne au cours du Villafranchien :

dans la montagne par le cas de la Presolana et de ses masses charriées, situées à des altitudes différentes, selon leur mise en place ; dans la plaine le relèvement de la bordure déforme le Pliocène et le Villafranchien. Ceci rejoint nos conclusions sur la signification des conglomérats pré-Mindeliens.

Nulle part on ne rencontre d'aplanissements bien développés. Le relief de la montagne est structural. La bordure en revanche, présente quelques exemples très limités d'un certain nivellement. Jamais il n'y a de surface sommitale ou de niveau d'érosion continu. Cependant la mise en place des charriages et les observations de la bordure montrent qu'un relief usé a existé avant la grande phase orogénique. En montagne la puissance des mouvements orogéniques l'ont disloqué et l'oeuvre de l'érosion plio-quaternaire en a fait disparaitre toute trace. Sur la bordure, les déformations l'ont inégalement dénivelée, et l'érosion différentielle a pu l'épargner en quelques lieux.

Les mouvements tectoniques soulevant la bordure sont postérieurs à la mise en place principale des nappes (relèvement de l'Albenza après la mise en place du Resegone). Les reliefs créés dans la montagne expliquent l'organisation du réseau hydrographique dans ses caractères actuels : celui-ci se mettant en place à la fin du Miocène, et une forte érosion verticale approfondit les vallées au Pliocène. Le contre-coup des mouvements orobiques et des glissements en masse impose un style au soulèvement tectonique du bord des Préalpes, lié au jeu de la flexure péri-padane : plis déversés ou chevauchants vers le Sud, accidents transversaux nombreux, relèvement inégal selon les lieux, décrochement le long de l'Adda. Au total, le Bergamasque forme un tout sinon par le style tectonique, mais par l'unité d'évolution paléomorphologique et l'imbrication des phases d'évolution du relief.

L'étude de la bordure a été particulièrement riche en enseignements et il est intéressant de mettre en relation avec les observations faites en montagne.

I°) Une première phase tectonique antérieure au Miocène avait plissé les Préalpes sédimentaires, elle se retrouve dans les reliefs inversés sans surface sommitale de la bordure, dans les plis

arasés sous les charriages du Resegone ou les klippes à l'ouest du Ferrante.

2°) Une période d'érosion (Miocène moyen ?) a aplani, sans doute imparfaitement ces reliefs, permettant les glissements en masse sous l'effet de la gravité. Sans celle-ci, ils sont inconcevables. Elle se retrouve dans les lambeaux d'aplanissements de la bordure. Les reliefs inversés et déformés de la bordure en sont un autre témoignage de même que la position du Brembo.

3°) La phase principale du soulèvement est fini-Miocène, responsable des grands charriages suivi par le relèvement de la flexure padane, comme le prouve le cas du Resegone. Elle crée les reliefs importants, oriente définitivement le réseau hydrographique selon ses directions actuelles et provoque une reprise d'érosion, qui creuse les vallées à la fin du Miocène et au Pliocène.

4°) Des réajustements importants prennent place au Villafranchien se traduisant par des soulèvements, des cassures, et des glissements localisés des masses charriées vers les fonds en fonction du creusement pliocène (Corna Mozza, Spino, Val Taleggio).

5°) Le réseau hydrographique est en place dès le Pliocène par antécédence sur la bordure avant le relèvement fini-Miocène. En montagne son tracé résulte des reliefs créés lors de la phase tectonique principale et des accidents locaux.

6°) La phase fini-Miocène et le réajustement villafranchien ont été beaucoup plus vigoureux à l'est qu'à l'ouest de l'Adda où il s'était traduit par un soulèvement d'ensemble. Charriages et dislocations, puis le creusement pliocène et les glaciers quaternaires rendent méconnaissables, tant l'érosion a été puissante, toute trace d'anciens reliefs dans la mortagne bergamasque.

CHAPITRE 5

LE MASSIF DE L'ADAMELLO et SES BORDURES

Le massif de l'Adamello, occupe une place à part dans les Préalpes lombardes. Par son relief, par sa constitution géologique, par l'importance des glaciers actuels, il annonce les grands massifs de l'intérieur de la chaîne alpine. Cependant limité au nord par la ligne du Tonale (ou faille insubrique), à l'est par la cassure judicarienne, il doit être rattaché à l'ensemble préalpin. Sa surrection a dérangé la disposition tectonique des Préalpes sédimentaires. Les grands glaciers auxquels il a donné naissance pendant les périodes froides du Quaternaire ont modelé les vallées préalpines.

Son relief en fait la zone la plus élevée de l'ensemble préalpin considéré, les altitudes des sommets dépassent fréquemment les 3000 mètres pour culminer à 3554 mètres à l'Adamello lui-même. Elles se placent largement au-dessus des Préalpes sédimentaires, et même des Alpes orobiques qui atteignaient seulement 3052 mètres au Pizzo Coca. Ce relief élevé est massif. Si les plus hauts sommets de l'Adamello et du massif voisin de la Presannella sont au-dessus de 3000 mètres, les crêtes ne s'abaissent pas, hormis sur les bordures, à moins de 2500 mètres. Ces fortes altitudes sont responsables, en dépit de précipitations, moins abondantes qu'à l'ouest, du maintien de grands appareils glaciaires (Ière partie, chapitre 8, I).

La constitution géologique lui confère une originalité indéniable, non seulement en Lombardie mais dans l'ensemble alpin. Une intrusion de terrains cristallins (granites, granadiorites et surtout tonalites) forme la plus grande partie du massif. Le socle

et sa couverture sédimentaire n'apparaissent que sur les bordures.

Cet ensemble vaste et élevé, forme un quadrilatère limité par le Val Camonica, la ligne du Tonale et celle des Judicarie, et au sud par la Valle di Campolara, le Passo Croce Domini, et la vallée du Caffaro ; ses dimensions moyennes sont de 30 kilomètres d'Ouest en Est, sur 40 du Nord au Sud. Les levés géologiques sont encore incomplets et souvent dispersés malgré les études entreprises par l'Université de Padoue. Il ne saurait être question de faire une étude détaillée et exhaustive de ce massif, mais seulement d'en envisager les aspects essentiels dans ses rapports avec l'ensemble des Préalpes. La distinction signalée plus haut entre le centre du massif et ses bordures servira de cadre à cette étude.

I - LA PARTIE CENTRALE DU MASSIF.

Le massif de l'Adamello, exception faite du massif voisin aussi élevé de la Presanella 3556 mètres, est dominé par un dôme aplati recouvert encore par d'importants glaciers (Pian di Neve, Mandrone, Lobbia, Pisgana). Le réseau hydrographique rayonnant se disperse dans toutes les directions par des vallées profondes et de pentes très fortes, plus courtes sur les versants septentrional et occidental en fonction du creusement avancé de la vallée de l'Oglio très proche, plus longues et plus complexes vers le Sud et vers l'Est. Les crêtes d'interfluves sculptées en arêtes glaciaires s'ordonnent de façon divergente à partir du dôme central, mais leur altitude ne s'abaisse que très lentement vers la périphérie du massif. Elles restent vigoureuses et bien découpées au-dessus de vallées modelées en auge. Ce n'est que sur le pourtour qu'elles font place à des formes plus douces, à des versants allongés lorsqu'elles s'abaissent au-dessous de 2000 mètres. Deux problèmes essentiels vont retenir notre attention : l'origine de ce relief élevé et le dessin en étoile des vallées d'une part, le modelé glaciaire et les formes post-glaciaires dans cette montagne.

I°) Les grands traits du relief et le dessin en étoile des vallées de l'Adamello.

Le dôme orographique, principal élément, du relief correspond à un batholithe Ouest - Est de granite et de granodiorite prenant en écharpe la partie septentrionale du massif, tandis que les massifs septentrionaux (Presanella) ou méridionaux (Caré Alto, Ré di Castello, Buciaga) sont donnés par des tonalites à biotite et amphibole de grain moyen ou fin. Vers la périphérie, ces roches présentent fréquemment une structure fluidale avec mylonites. Les sommets du massif sont localisés sur le centre même de l'intrusion, et les parties les plus homogènes du batholite constituent les zones les plus élevées.

Le dessin rayonnant du réseau hydrographique est-il seulement dû au relief créé ou est-il en rapport avec des éléments lithologiques ou tectoniques qui ont pu l'orienter ? La dispersion des études géologiques, dont l'objet est surtout pétrographique, ne permet pas d'avoir une vue d'ensemble, Sur le terrain même, le creusement glaciaire, l'abondance des débris, l'alluvionnement des rivières comme les fortes dénivellations et le cloisonnement du relief gênent l'observation. C'est en définitive l'examen de la photographie aérienne, qui s'est révélé le plus utile. Il a fait apparaître à côté de fractures locales, la présence de grandes cassures, particulièrement dans la partie occidentale du massif.

Celles-ci n'ont pas une direction largement prédominante, mais pour l'essentiel s'organisent selon quelques directions - Nord - Sud ; Nord-Est - Sud-Ouest ; et secondairement Nord-Ouest - Sud-Est. Les fractures Ouest-Est sont peu développées et n'intéressent que quelques zones. Elles ne sont jamais de grandes dimensions. L'influence des mouvements méridiens, peut être en rapport avec la faille judicarienne longeant à l'est l'Adamello, est prépondérante. En revanche celle de la faille insubrique, est médiocre. Il est possible d'avancer que les mouvements tectoniques les plus récents sont en rapport avec la première dont le jeu plus récent a déterminé dans la

masse cristalline, des tensions et des cassures parallèles à sa direction. L'âge récent de ces mouvements le long de la faille judicarienne est prouvé, par les énormes dépôts des "marocche" pré-würmienne dont certains cimentés et déformés (Ière partie, chapitre 5) à l'est de la Brenta ont été attribués au Villafranchien.

Dans l'Adamello (carte générale n° 3) ces cassures semblent avoir fixé un certain nombre de vallées. La vallée de l'Avio, dans sa partie amont, s'inscrit sur une série d'accidents méridiens. De même, le Val Miller à partir des Scale del Miller se place sur un faisceau remarquable de cassures, et le chapelet de lacs du Val Baitone suit une grande fracture dans le prolongement du versant oriental du Val d'Avio. Le Val di Fumo (haute vallée du Chiese) et le Val Salarno sont des cas similaires. Le versant oriental n'offre pas d'exemple aussi flagrant, sinon celui de la courte vallée du Folgorida, affluent du Sarca. D'ailleurs hormis le Sarca di Genova et le Chiese pénétrant à l'intérieur du massif, les rivières n'ont que des dimensions très modestes, retaillant les versants entre ces deux grands axes. Vers l'ouest, le chevauchement de Gallinera se poursuit dans le socle orobique à l'est de l'Oglio jusqu'au Passo di Gallinera, localisant un cours d'eau sur son tracé. Cette correspondance réseau hydrographique - structure n'est toutefois pas une règle générale et la vallée de l'Aviolo ou encore le Val Adame ne rentrent pas dans ce cas, soit que les moyens d'investigation n'aient pas permis de le révéler, soit qu'elles se soient établies primitivement en fonction d'un relief et d'une structure aujourd'hui disparus.

La basse vallée du Sarca di Genova apparaît étroitement liée aux conditions lithologiques suivant une bande de granodiorites de texture fluidale avec mylonites. Celle-ci se place au contact entre granodiorites de l'Adamello et tonalites de la Presanella. Ce cas remarquable est unique, car dans l'ensemble du massif, les rivières dévalent des sommets, traversent les auréoles du métamorphisme bordier pour rejoindre les vallées périphériques.

Les accidents tectoniques et la lithologie ont fixé un certain nombre de cours d'eau, mais leur rôle n'a été ni déterminant, ni général. L'altitude comme l'absence de hiérarchisation montre une

organisation récente du drainage en fonction d'un relief élevé et de zones bordières basses.

2°) Le relief glaciaire -

Les glaciers actuels n'occupent plus qu'une faible superficie des massifs de l'Adamello et de la Presanella. Ils sont localisés dans les parties les plus élevées, au-dessus de 3000 mètres sur les versants méridionaux, de 2800 mètres sur les faces Nord en fonction de la limite des neiges permanentes (1ère partie, chapitre 8). Pour la plupart, ils se situent sur le dôme de l'Adamello, et le versant septentrional de la Presanella. Leur recul, important depuis un siècle, a laissé en avant de leur front actuel de beaux arcs morainiques, vestiges de l'avancée glaciaire du début du XIX° siècle. L'accord est général sur cette attribution fondée sur les documents du siècle dernier. Par un inventaire méticuleux des dépôts morainiques épars sur les versants et dans les vallées, G.B. Castiglioni (1961) a établi pour l'ensemble du massif des corrélations de vallée à vallée, montrant l'existence d'une série de stades tardi-glaciaires. Cette étude exhaustive montre l'importance et l'avantage conservés pendant très longtemps par les grands organismes glaciaires actuels. Même si ses datations sont parfois empreintes de doute, elle fait date et n'appelle pas, en l'état actuel de nos méthodes d'investigation, de remise en cause sérieuse. Sans s'attarder sur ce point, utile pour la compréhension des formes de creusement glaciaire, on envisagera successivement les cirques, les vallées et les épaulements, l'érosion périglaciaire, puis le cas de la haute vallée du Chiese fournira un cadre local intéressant pour une étude plus détaillée.

a) Les cirques glaciaires.

Ils sont de forme et d'étendue très variables, depuis les cirques en couloirs étroits et allongés (au nord de la Cima di Salimmo), cirques en vallée où la forme élémentaire se confond avec une vallée en auge bien calibrée mais de largeur restreinte (Valle dei Frati), cirques de forme arrondie ou ovale en fauteuil ou en van, et cirques coalescents donnant des dépressions plus vastes surcreusées au pied d'arêtes aigues, largement disposées sur leur pourtour (au nord de Cima Presena). Seuls les cirques en escalier, fréquents dans la chaîne

orobique, ne sont pas représentés, à cause de l'homogénéité lithologique des massifs (granodiorites ou tonalites) défavorisant une forte érosion différentielle du creusement glaciaire.

L'inscription glaciaire apparaît étroitement dépendante des conditions tectoniques. L'observation sur le terrain, favorisée par le recul des glaciers, et surtout l'examen des photographies aériennes, montrent que les grands cirques glaciaires se localisent dans les zones fortement diaclasées, dont le creusement a été favorisé par l'érosion pré-glaciaire. Le cas des cirques glaciaires, de part et d'autre de la Cima Presena (3069 mètres) est caractéristique (figure 86).

Au nord de ce sommet, entre la Punta di Castellaccio, et la Cima Busazza, le bassin du Presena est dominé par quatre cirques glaciaires dont les arêtes intermédiaires ont presque disparu. Les trois cirques à l'est sont occupés par des glaciers tapis contre la paroi, alors que les arcs morainiques de la dernière avancée glaciaire sont bien visibles à quelques centaines de mètres en contrebas. Le creusement de ces cirques coalescents a été facilité par le grand nombre de diaclases qui quadrillent leurs bassins. Celles-ci remarquables vers le petit lac de Monticello, s'ordonnent selon deux directions orthogonales. Les plus nombreuses, orientées Nord-Ouest - Sud-Est dessinent un réseau très dense dans la partie orientale, plus surcreusée (lac de Presena) plus lâche vers l'ouest (plateau du lac du Monticello). Elles hachent la crête méridionale, et exploitées par la gélifraction, lui confèrent une allure d'arête très dentelée. Au nord-ouest, le Passo di Monticello s'inscrit sur deux de ces grandes diaclases qui ouvrent une brèche à 2585 mètres. Elles se combinent avec de grandes cassures Sud-Sud Ouest - Nord-Nord Est, moins nombreuses mais plus larges. Elles délimitent les arêtes intermédiaires entre les cirques de ce versant septentrional, et la plus importante, sur le bord occidental de Cima Presena, se poursuit jusqu'au lac de Presena. L'abondance des dépôts morainiques du siècle dernier est due à la gélifraction et aux facilités que trouvait le glacier, dans son travail d'arrachement en progressant vers l'aval. Les mêmes observations se vérifient dans le cirque voisin du glacier Busazza, dont les moraines considérables se trouvent à plus d'un kilomètre du front actuel.

Le versant méridional de Cima Presena, affecté par quelques grandes cassures presque méridiennes, ne présente pas de réseau dense de diaclases Nord-Ouest - Sud-Est. Elles sont peu nombreuses, ce qui rend compte, avec la persistance moins longue d'appareils glaciaires pendant les phases pré-glaciaires et fini-glaciaires en raison de l'orientation plein sud, de la faible inscription des cirques et de la relative modicité des éboulis à l'ouest sud-ouest de la Cima Presena. A l'est en revanche, où le réseau de diaclases Ouest-Nord Ouest - Est Sud-Est redevient serré, les cirques glaciaires sont bien marqués sous la Cima Busazza, ensevelis sous une abondante couverture cryoclastique. Les moraines moins importantes se localisent plus haut en altitude. Seule fait exception l'énorme accumulation morainique en bourrelets du petit cirque de la Cima del Zigolon, sous la Presena. Le petit glacier qui subsista à l'abri de la courte arête Est-Ouest de Punta Ronchina était fossilisé par les débris cryoclastiques tombant de la face sud de la Presena. L'allure très festonnée des bourrelets extérieurs sortant du cirque et placés sur une pente plus forte est due au fait que le glacier recouvert de débris passait alors à une ébauche de glacier rocheux. Le matériel morainique abondant, tant sous l'effet des poussées du glacier que par le poids de sa propre masse, glissait sur le haut du versant. L'âge récent de cette accumulation, à rapporter au siècle dernier, explique sa modicité.

Les glaciers de la Presena ont énormément reculé depuis un siècle, tant dans leur longueur que dans leur volume. Ils se localisent nettement en contrebas des arêtes glaciaires. Le glacier occidental de ce groupe qui descendait au XIX° siècle jusqu'au Lago di Monticello se réduit à l'ouest du point 2729 à une basse calotte de glace recouverte par des éboulis provenant des crêtes immédiatement au sud et de la moraine latérale du glacier resté sous le Passo del Maroccaro. Le recul de ce dernier a enlevé l'essentiel de son alimentation en glace à son lobe occidental, et en a fait un organisme moribond fossilisé par les débris. Sa pente faible n'était pas suffisante pour donner lieu à des glissements en masse, sinon sur son bord occidental, au pied du couloir qui descend du Passo di Casamodre. Ce lobe occidental est de la glace morte fossilisée par les débris.

Le rôle de la structure, et de la densité du réseau de diaclases sont essentiels pour expliquer l'ampleur des glaciers de cirque. Elle est accusée par l'opposition des versants.

b) Les vallées glaciaires.

Les grandes vallées de l'Adamello ont une forme typique en auge, mais cette forme n'affecte que le fond de la vallée qui est dominé par de puissants épaulements. Elle n'apparaît que lorsque le glacier sorti de son cirque avait acquis une certaine puissance de creusement, et les formes les mieux façonnées naissent après la confluence de deux grandes langues glaciaires. Le Val du Sarca di Genova en est le meilleur exemple : la forme en auge approfondie commence au point où confluaient les glaciers du Mandrone et de la Lobbia. Elle se poursuit tout aussi bien calibrée vers l'aval jusqu'à ce que les apports des importants glaciers de cirque de la face méridionale lui aient permis par leur volume de s'élargir. Si le fond de l'auge apparaît bien comme modelée par la coulée principale, ses replats latéraux, très continus, mais d'altitude et d'aspect différents ont été façonnés par les glaciers de cirques, plus ou moins importants.

Dans le Val di Genova, ce modelé glaciaire lié à la puissance de creusement des divers appareils est évident. En l'absence de glaciers de cirque débouchant latéralement, comme c'est le cas au nord du Monte Menicigolo, le replat glaciaire est continu. L'altitude s'abaissant progressivement de l'amont vers l'aval. Sur la rive gauche du Sarca, le replat ne présente pas cette régularité. Les arêtes des cirques de versant viennent fréquemment le rejoindre. Son altitude et son aspect morphologique sont variés : les glaciers de cirque de surface restreinte comme au sud de Cima del Zigolon passent à l'auge principale par un rebord marqué (dénivellation entre le fond de l'auge principale et le replat de 600 mètres !) et élevé. Les cirques plus importants voient cette dénivellation se réduire (Mandra Losson, Val Gabbiolo) mais le contact se fait par un talus très abrupt (face orientale du Crozzon di Fragorida).

Dans un matériel homogène et résistant, le modelé glaciaire dépend de la puissance de creusement des différents glaciers.

c) L'érosion post-glaciaire.

La déglaciation récente dans cette haute montagne a laissé des formes fraîches et de grandes dimensions : elles ne sont que faiblement atténuées par l'érosion post-glaciaire. Celle-ci ne fait que commencer et son action est très inégale selon les lieux. L'action morphologique du gel est la plus active dans cette montagne rocheuse et élevée. Elle apparaît sous la forme de longs cônes d'éboulis qui drapent les bas versants au débouché des couloirs, au pied des arêtes des pyramides glaciaires. Leur présence et leur abondance est directement fonction de la dislocation de la roche par les diaclases. Les versants sud-ouest et sud-est de la Cima Presena en ont fourni un premier exemple. Mais les exemples sont nombreux. Le versant occidental de la Cima Salimmo, au nord de la Punta del Venerocolo en donne un témoignage probant. Les couloirs d'éboulis se calquent sur les grandes diaclases, zones de faiblesse lithologique qu'exploite la gélifraction. A l'ouest et au nord de la Punta Pisgana, un réseau assez serré, diaclases se recoupant à peu près perpendiculairement détermine un paysage d'aiguilles rocheuses et de courtes crêtes acérées. Dans les vallées au sud du sommet de l'Adamello (Valle Adame, Valle Salarno) où manque ce réseau de diaclases, la gélifraction est infiniment moins active et se cantonne aux arêtes. Les grandes cassures tectoniques, exploitées par les vallées ne réussissent pas à créer un champ vaste et propice à la gélifraction.

Les glaciers rocheux ne sont pas absents, mais sont une forme rare et localisée. G.B. Castiglioni (I96I) signalait la présence de coulées de pierres venant recouvrir des moraines qu'il attribuait au Daun, notamment vers le Baitone, dans la partie orientale de la Presanella et dans le Val Cadino. Mais ce ne sont pas de véritables glaciers rocheux. Ceux-ci sont localisés sur les versants septentrionaux. L'exemple le plus remarquable est situé dans le couloir au nord de la Cima di Salimmo. Il s'agit en fait de deux masses pierreuses très lobées et cordées, recouvertes par des éboulis plus réeents sur leur front,

ce qui montre leur ancienneté et leur caractère passé, dans un sens très relatif. Tout près, au nord et nord-ouest du Corno Marcio, deux glaciers rocheux sont colonisés par la végétation, vu leur altitude plus basse que les précédents (entre 2000 et 2300 mètres contre 2400 à 2600). D'autres exemples ont pu être notés au nord du Corno di Mezzodi (groupe du Monte Avio), au nord du Crozzon del Diavolo (groupe du Care Alto) entre 2400 et 2500 mètres, et enfin moins typique celui du couloir nord du Monte Campellio, sur le Val Adame, entre 2100 et 2500 mètres.

Dans tous les cas, ils sont situés dans un couloir ou sur une pente, au pied d'un relief fissuré donnant un abondant matériel détritique. Ils sont en-dessous de la limite des neiges permanentes, et des moraines de la dernière avancée glaciaire, et doivent être attribués à une phase froide antérieure, peu accusée dont les effets se sont faits sentir par une mobilisation du matériel détritique en une masse glissant sur la pente. Ces glaciers rocheux situés à des altitudes différentes ont pris place après le retrait des glaciers dans la partie supérieure de leur bassin. Ils n'ont vraisemblablement pas le même âge, et les deux plus bas (Corno Marcio) sont sans doute plus anciens que les autres, car la cime n'atteint que 2507 mètres. Comme dans les Alpes orobiques, le glacier rocheux est une forme rare à relier avec un refroidissement assez récent, mais surtout comme pour la Concarena, en relation avec la structure et la lithologie.

d) La haute vallée du Chiese ou Val di Fumo.

Elle mérite d'être prise comme le type local d'une des vallées de l'Adamello. Située au sud du sommet principal, elle a une direction sensiblement méridienne. Taillée essentiellement dans des tonalités à grain moyen au nord, et à grain fin vers le Sud (figure 87), elle comprend sur sa crête orientale un affleurement peu étendu du socle métamorphique et de sa couverture permo-triasique dont les couches sont relevées à la verticale et laminées. Elle est typique des vallées intérieures de l'Adamello par son relief : vallée assez large et calibrée, elle est bordée par des murailles élevées et continues. Sur son versant occidental, le Re di Castello est un

premier et puissant massif (2891 mètres) qui se poursuit au nord par une crête dont l'altitude ne s'abaisse pas en-dessous de 2500 mètres, avant de se terminer à la Cima di Levade (3278 mètres). Sur son flanc oriental, se dresse la cime du Caré Alto (3462 mètres) point culminant d'une crête continue. Les cols sont de médiocres échancrures. La vallée proprement dite est large de 700 à 800 mètres au lac Malga Bissina et se rétrécit progressivement vers l'amont tout en conservant sa forme en auge. Elle se termine en "cul de sac" sous le Monte Fumo et la Cima di Levade. Les glaciers n'occupent plus qu'une superficie réduite, mais le modelé glaciaire est très frais.

- les glaciers actuels (figure 88).

Dans cette vallée méridienne, les glaciers sont inégalement répartis entre les faces Est et Ouest. Les versants tournés vers l'Est et le Sud de la rive droite du Chiese, malgré des sommets élevés, en sont presque totalement dépourvus.Le glacier de Levade, à l'extrémité septentrionale de la vallée, doit sa persistance à l'arête Ouest-Est de la Cima di Levade qui lui assure un abri relatif. Les deux langues glaciaires du glacier de Fumo, tournées vers le Sud, bénéficient d'un apport en glace de la grande calotte glaciaire de la Lobbia qui s'étend largement sur le flanc septentrional au nord de la Cima di Covento. C'est pourquoi ils descendent jusque vers 2500 mètres. Les autres glaciers, d'étendue plus réduite flanquent les sommets bordant à l'est la vallée du Chiese et profitent d'une orientation Ouest-Nord-Ouest. Ce sont des glaciers de cirque dont le front se situe maintenant vers 2600 - 2800 mètres. Du fait de cette orientation, le versant oriental compte encore douze appareils glaciaires tandis que le versant occidental un peu moins élevé, orienté, vers l'Est Sud-Est, n'a que celui de Cima Levade cité plus haut. Le recul de ces petits glaciers a été important depuis une centaine d'années (cf Ière partie, chapitre 8). Leur front se situe à une centaine de mètres en retrait, en moyenne, par rapport à l'accumulation morainique du siècle dernier. Sur les faces Sud dépourvues de glaciers et de névés au coeur de l'été, la limite des neiges permanentes doit être fixée au moins vers 3000 mètres, tandis qu'en face nord-ouest, le chiffre approximatif de 2850 mètres paraît le plus vraisemblable, compte tenu de l'altitude actuelle du front glaciaire et de celle des sommets proches de 3000 mètres qui, par avalanches alimentent les glaciers.

- L'auge glaciaire du Chiese.

Malgré l'homogénéité lithologique et un calibrage en U caractéristique, la haute vallée du Chiese appelle un certain nombre d'observations. Dans son profil longitudinal, vallée assez resserrée à l'amont, elle s'élargit progressivement vers l'aval, et plus brusquement au sud de la Malga Val di Fumo où elle atteint 400 mètres. Elle se resserre en verrou dans les tonalites à grain fin qu'elle traverse à l'aval par une série de cascades. Cette roche offre à l'érosion, et notamment à l'abrasion glaciaire un matériau plus difficile à creuser. Vers la Malga di Fumo où la vallée s'élargit soudainement, des diaclases plus nombreuses ont en revanche facilité le travail de creusement. Actuellement de très gros blocs de tonalite encombrent la vallée du Chiese. Ils sont dus à l'arrachage glaciaire dans ces zones où les diaclases favorisaient un débitage en gros éléments.

Des replats continus bordent l'auge du Chiese. Sur le versant oriental, il est recouvert en grande partie par les glaciers et les accumulations morainiques récentes. A l'ouest, son allure est sinueuse et au droit de la Bocchetta di Pilastro, il s'abaisse brutalement quand l'auge marque un rentrant. L'opposition entre les deux versants est surtout dans la largeur de ce replat, plus importante sur le flanc oriental que sur le bord occidental (6 à 700 mètres contre 4 à 600). Le côté actuellement déglacé présente un replat moins développé que celui de l'Est, encore en partie occupé par des glaciers de cirque. Les moraines du XIX° siècle se trouvent sur le bord du replat oriental, mais haut dans les cirques du versant opposé. Lors des avancées glaciaires, les glaciers du fond de la vallée furent rapidement rejoints par les glaciers du versant oriental, plus tardivement par les autres. Il en résulta un déplacement de l'axe d'écoulement du glacier dont l'alimentation était plus abondante sur un bord. Il creusa plus intensément sur son flanc occidental.

Le coude que fait le Chiese vers Cascina delle Levade est en rapport avec la structure : le bord occidental de l'auge suit de grandes cassures Sud-Ouest - Nord-Est. Son tracé n'est plus influencé par une alimentation inégale en glace, mais l'opposition entre les deux versants demeure.

A l'est, l'action des glaces plus longue a sculpté des ébauches de vallées en auge, et le replat glaciaire se trouve plus bas que sur la rive opposée. D'une façon générale, le replat glaciaire est plus développé là où ont persisté des glaciers, c'est à dire aux expositions les moins ensoleillées. Il est aussi plus creusé et plus bas que sur le côté où les glaciers se sont maintenus moins longtemps. Aux cirques en fauteuils bien creusés, aux arêtes longues et bien dessinées à l'est, correspondent à l'ouest des cirques larges à fond pentu, aux arêtes peu élevées qui se rapprochent des cirques en vans décrits par A. Allix dans l'Oisans (1929).

- Les cirques en van du Re di Castello.(photo 3, planche II).

Dans les tonalites à grain fin du Re di Castello, les glaciers ont découpé de magnifiques cirques en van, autour des sommets. Leur forme en plan est celle d'un parallélogramme ouvert sur sa grande base. Les arêtes glaciaires peu élevées sont finement découpées en dent de scie par la gélifraction qui accumule à leurs pieds des éboulis. Le profil en long montre trois parties (figure 89) :

1°) En contrebas de la crête, une pente concave vers le bas recouverte d'éboulis.

2°) Une rupture de pente marquée par un seuil rocheux assez net.

3°) Une longue pente fortement inclinée venant se terminer au bord de l'auge du Chiese. Elle porte des traces d'une forte action des glaces : roches polies, stries.. et n'est parsemée que de rares blocs.

Le seuil rocheux doit être considéré comme le point à partir duquel l'érosion glaciaire a eu de l'efficacité. L'évolution des cirques en van du Re di Castello se fait moins par un creusement glaciaire, difficile dans cette roche très dure, mais par la gélifraction qui démolit les arêtes, et attaque en particulier les arêtes de flanc. Elle a été maxima aux deux tiers inférieurs de celle-ci et a démoli la crête en amont de ce point, laissant subsister plus bas un bloc rocheux que l'on pourrait qualifier de pyramide de bout d'arête glaciaire. Hormis dans un cas où l'influence de diaclases

paraît évidente, la localisation de l'action maxima de la gélifraction est sans doute en relation avec la présence de la rimaye le long du glacier de cirque aujourd'hui disparu. En effet, à partir d'un certain point vers l'aval, sur le bord du cirque, le glacier vient contre la paroi, réduisant aussi à la partie la plus élevée, l'action cryoclastique. Un peu plus en amont, du fait de la rimaye celle-ci peut s'exercer sur une hauteur plus importante. Un tel processus ne peut se faire que si les arêtes entre les cirques sont suffisamment allongées, c'est à dire dans le cas de vastes cirques. Au nord du Lago di Malga Bissina, il existe bien des cirques "en van" mais ils sont de dimensions beaucoup plus réduites, ce qui n'a pas permis une évolution similaire, alors que sur les versants Est et Sud du Re di Castello les arêtes ont entre I et 2 kilomètres de long.

Dans la haute vallée du Chiese, le relief glaciaire est lié aux conditions lithologiques et structurales, mais l'exposition joue un rôle important permettant le maintien plus ou moins tardif, ou l'apparition plus ou moins précoce des glaciers lors des périodes de refroidissement. Elle explique les contrastes de versants et la possibilité de creusement localisé des glaciers de cirque de la haute montagne.

Ces conclusions s'accordent avec les observations faites sur les régions plus septentrionales du massif de l'Adamello. Elles permettent de dégager quelques points essentiels :

- Les cassures de grandes dimensions expliquent la localisation de certaines vallées, mais non de toutes. Par contre le réseau plus ou moins serré des diaclases explique le creusement avancé de certains cirques, l'abondance des éboulis et la localisation de glaciers rocheux.

- L'exposition joue un rôle fondamental dans le maintien des glaciers et le creusement inégal des cirques sur les faces Nord et Sud, Ouest et Est.

- Le relief des grandes vallées (auge, replat glaciaire) s'il est influencé par la lithologie, semble dépendre de la dynamique des grands glaciers de vallée quaternaires et des glaciers de cirque affluents.

II - LES BORDURES DU MASSIF DE L'ADAMELLO -

La masse de l'Adamello constitue l'élément le plus septentrional et le plus élevé de l'ensemble préalpin considéré. Son existence est liée à la présence des grandes fractures (ligne insubrique et faille judicarienne) qui se recoupent à son extrémité Nord-Est. Par sa position, elle est en contact avec les Grandes Alpes internes au nord, l'extrémité orientale de la chaîne orobique à l'ouest, les Préalpes sédimentaires de la Lombardie et du Trentin à l'ouest et au sud. Il a ainsi une situation clé, et son réseau hydrographique rayonnant venant se raccorder aux grands axes de drainage (Oglio, Sarca, Chiese) n'utilise qu'imparfaitement les données structurales. Il est nécessaire aussi d'essayer de préciser la mise en place de cette unité dans l'évolution générale des Préalpes lombardes. C'est dans cette perspective assez large que sera conçue l'étude des quatre façades du massif.

I°) La bordure septentrionale et la ligne du Tonale.

Au nord de l'Adamello, la ligne insubrique ou du Tonale dont on a vu l'importance morphologique à l'ouest d'Edolo et dans la Valteline, demeure l'élément essentiel de la structure mettant en contact les schistes cristallins (série dite du Tonale) des nappes supérieures au nord et les phyllades autochtones du socle hercynien, surmontées par les granodiorites et les tonalites au sud. Cependant elle est loin d'être aussi bien dégagée qu'à l'ouest. La haute vallée de l'Oglio, comme le Val Vermiglio (ou partie amont du Val di Sole) à l'est du Passo del Tonale (1883 mètres) sont des sillons profonds et étroits. Le drainage est de sens opposé de part et d'autre du col qui d'un accès aisé, se trouve à une altitude relativement élevée.

Les conditions structurales étaient pourtant aussi favorables qu'en Valteline au dégagement d'une large dépression. Selon K.A. de Jong (1967), le rejet de la faille insubrique serait de l'ordre de plusieurs kilomètres. A l'est du Tonale, elle se double d'un accident secondaire, parallèle, mais d'importance moindre ; la faille de Pejo. R. Malaroda (1951 - 52) a établi la présence

d'affleurements très laminés de Trias et de Permien, qui prouvent l'existence de petits grabens le long de la faille insubrique, disloqués par des mouvements tectoniques postérieurs, plus de surrection que de compression selon les tectoniciens néerlandais (K.A. de Jong, I966, Van Bemmelen, I966). Des accidents parallèles à la faille du Tonale intéressent le socle méridional et la tonalite de texture fluidale à l'est du Passo del Tonale. Les uns et les autres déterminent des bandes continues de mylonites. Il convient de conclure à un ou plusieurs rejeux de l'accident principal, et d'autre part à une origine structurale et à l'exploitation d'une zone de faiblesse lithologique dans la localisation initiale des deux vallées, ce qui les rapproche de la vallée de l'Adda, quant à leur creusement initial (figure 90).

Leur dégagement beaucoup moins avancé est à mettre en rapport, moins avec une situation plus en amont qu'avec un travail moins puissant des glaciers quaternaires, en dépit de la proximité de l'Adamello. La disposition rayonnante des vallées de ce massif aboutissait à une dispersion des axes d'écoulement. Sur le versant septentrional, celles-ci se partageaient entre les vallées de l'Oglio et du Vermiglio, et il en allait de même pour leur versant septentrional et ses affluents. Le Col du Tonale doit son moindre creusement à sa situation intermédiaire entre les deux principaux axes d'écoulement, vers l'est et l'ouest. Il n'était occupé par les glaciers que lorsque ceux-ci s'étaient déjà largement installés dans les deux grandes vallées. Les grands courants de glace issus des glaciers actuels du Pisgana et du Presena rejoignaient la vallée principale plus bas en aval, sans emprunter le col, déterminant par leur creusement deux gradins, l'un à l'est, l'autre à l'ouest, qui constituent le principal obstacle pour accéder au passage actuel. Celui-ci n'était envahi que lorsque le glacier de la petite vallée de l'Albiolo au nord, et ceux des cirques des Monticelli au sud avaient pris une extension notable. R. Malaroda (I968) et G.B. Castiglioni (I96I) ont établi qu'au Gschnitz, le Val Vermiglio était occupé presque en totalité par les glaciers alors que le col en était dépourvu, les moraines de ce stade se localisant encore sur les pentes qui le dominent. Ce drainage de sens opposé est antérieur au Quaternaire, sinon les courants de glace auraient surcreusé un drainage de sens unique, soit dans une direction, soit dans l'autre. La ligne actuelle de partage des eaux doit être considérée comme relativement ancienne.

Le rôle des glaciers quaternaires de l'Adamello dans le creusement et la localisation de la vallée par rapport à la faille insubrique est primordial. A l'ouest d'Edolo, le creusement de la vallée s'était effectué dans les phyllades du socle orobique, au sud de la ligne du Tonale. A l'est de cette ville, les hautes vallées de l'Oglio et du Vermiglio sont dans les schistes du Tonale, au nord de la même cassure. Ce n'est qu'entre les deux gradins d'origine glaciaire situés de part et d'autre du col de Tonale, là où il n'y a pas eu de grands glaciers de vallée, que le talweg se trouve au sud de cette grande cassure, entre Ponte di Legno à l'ouest et Stavel à l'est. La masse des granodiorites et des tonalites a pu contribuer par sa résistance lithologique à fixer plus au nord l'axe du drainage, mais elle n'est pas un facteur décisif puisqu'au col du Tonale, en dépit de sa présence la vallée est installée dans les phyllades du socle méridional. Ce sont les glaciers descendus de l'Adamello septentrional, plus précocement, se maintenant plus tardivement, et aussi plus puissants que leurs vis à vis, venus des vallées septentrionales de l'Oglio et du Vermiglio qui ont surcreusé sur leur rive droite et déporté vers le Nord, l'axe de drainage principal des eaux. Le surcreusement sur la rive opposée au principal apport de glaces rappelle le cas évoqué ci-dessus de la haute vallée du Chiese. La vallée pré-glaciaire était beaucoup moins creusée dans la vallée actuelle, et les premières descentes des glaciers ont dû être capitales pour son modelé et son emplacement. Elle a fait place maintenant à une vallée calibrée, abondamment remblayée dans son fond par les apports des torrents et des versants, pendant le post-glaciaire. Les eaux courantes continuent à utiliser les zones mylonitisées par la tectonique. Des replats glaciaires se remarquent sur les deux versants de la vallée de l'Oglio, mais seule la rive gauche comporte un replat continu s'abaissant de 1630 mètres vers Temu à 1400 mètres vers Incudine. Au sud de cette localité, le tracé de l'Oglio devient méridien et la rivière délimite le bord occidental du massif de l'Adamello.

2°) La bordure occidentale et la vallée de l'Oglio.

C'est une des régions dont l'étude morphologique se relève la plus malaisée, du fait d'un relief particulièrement accidenté et de l'absence de carte géologique d'ensemble. Elle n'a fait l'objet

que de relevés partiels et dispersés d'étendue souvent réduite, mais heureusement assez précis, (B. Accordi, G. Schiavinato, S. Morgante, B. Bianchi et G.B. dal Piaz). Deux problèmes morphologiques essentiels la concernent : les rapports structure et relief, le tracé de la vallée de l'Oglio et la datation de son cours méridien.

La masse intrusive de l'Adamello ne constitue qu'une partie de la région considérée, recouvrant au nord le socle cristallin qui est le prolongement de l'axe orobique, et au sud traversant les assises permo-triasiques accolés au flanc méridional de l'anticlinal de Cedegolo, qui se poursuit à l'est du Val Camonica. Le long de la ligne de Gallinera et au sud de Capo di Ponte, les affleurements sédimentaires offrent des possibilités de creusement par érosion différentielle. Celle-ci explique les grands traits du relief. Les plus hauts sommets aux formes escarpées, taillés par les cirques glaciaires sont donnés par les tonalites et granodiorites de l'Adamello (Aviolo, Baitone, Monte Marser, Badiletto), ou par les grès permiens (Cima del Coppo). Les dépressions, vallées et bassins se développent en bassins, aux versants adoucis dans les schistes cristallins et les assises marneuses et calcaires du Trias inférieur. Le Pizzo Badile est la seule exception de taille : c'est un bloc de calcaires ladiniens (dolomie d'Esino) renforcés par l'intrusion tonalitique qui en forme le soubassement et dont un filon, utilisant les plans de stratification, se trouve peu en-dessous du sommet. Si la Valle Gallinera est creusée le long d'un plan de chevauchement, les vallées méridionales sont installées dans les couches sédimentaires très plissées entre des masses intrusives de tonalites. L'aspect des versants oppose fréquemment la partie basse, à la base large, aux formes adoucies dans les phyllades ou le Trias, accentuées par le remblaiement morainique qui en tapisse les versants et la partie la plus élevée (au-dessus de 2000 mètres) dont les roches (tonalite, grès permien, dolomie d'Esino) en font une pyramide élancée et étriquée à la base, acérée et découpée par des glaciers locaux en cirques ou en couloirs. C'est en fonction d'un relief élevé donné par l'intrusion tonalitique et le soulèvement que s'est installé un réseau hydrographique qui a exploité les conditions locales.

Le cours actuel de la vallée de l'Oglio est bien le problème majeur. Son cours méridien à partir d'Edolo longe le bord du massif de l'Adamello, traversant perpendiculairement l'extrémité orientale

des Alpes orobiques et ses accidents tectoniques (chevauchement de Gallinera, anticlinal de Cedegolo). L'abaissement relatif des axes tectoniques de la chaîne orobique ne peut fournir une explication suffisante, car ils restent élevés, à plus de 1000 mètres encore actuellement. D'un autre côté, les conglomérats oligo-miocènes de Come, l'étude de la Valteline et de la région du lac de Come s'accordent pour confirmer un drainage ancien (au moins Oligocène) dans ce sens, et les conglomérats du Miocène inférieur au Montorfano d'Iseo n'ont pas de tonalite, ni de schistes cristallins (chapitre 4, Ière partie). Le drainage de la partie septentrionale ne se faisait pas vers le sud par l'actuel Val Camonica. Un soulèvement important prend place entre le Miocène et le Quaternaire (Pontien et Villafranchien).

Le drainage par l'actuelle Valteline a été court-circuité par un drainage méridien au plus tard avec le début du Quaternaire. On remarquera que les deux plus grandes vallées (Val Malga, T. Remulo, Val di Saviore) ont un tracé en demi-arc de cercle dont la concavité est tournée vers le Nord. Leur partie aval au moins est un tracé ancien, car sa direction est de sens opposé à celle de l'écoulement actuel vers le Sud par l'Oglio. C'est indéniable pour la première qui allait vers Edolo. Elle a été inscrite sur un emplacement ancien par le surcreusement du glacier. Si auparavant le drainage s'était fait vers le Sud, leur partie aval s'incurverait dans cette direction.

A l'aval de Cedegolo, l'étude des photographies aériennes montre la présence de grandes dislocations méridiennes, trop rectilignes pour être confondues avec des replats glaciaires, bien que tapissées de matériel morainique. Elles peuvent expliquer la localisation de cette vallée, mais elles n'en sont pas la cause essentielle. Celle-ci est le contact ou la hiatus topographique existant entre les masses charriées de la Concarena et les abords de l'Adamello. Après la phase essentielle de surrection (fin du Miocène), un drainage vers le Sud s'établit à partir des reliefs créés en profitant d'une zone relativement basse. Entre ce réseau et celui de la Valteline, la proximité a pu favoriser une capture pré-glaciaire. Vers Cedegolo, la vallée est extrêmement resserrée dans les phyllades sans qu'il soit possible d'y voir un élément, sinon de l'âge récent du passage mal façonné par les glaciers. Plus en amont vers Edolo, les mêmes phyllades sont bien excavées.

3°) Les confins méridionaux de l'Adamello.

Au sud du Monte Re di Castello, le relief reste élevé et hardi, dominé par les masses puissantes du Cornone di Blumone (2843 mètres) et du Monte Bruffione (2665 mètres), et ne s'abaisse que progressivement au sud de ces deux sommets. La limite méridionale de l'ensemble du massif peut être fixée au Passo di Groce Domini et à la Valle di Campolaro qui le prolonge vers l'Ouest jusqu'au Val Camonica. A l'est du col, elle est indécise. De puissantes assises de grès permiens jouxtent de près la bordure du Monte Bruffione et enlèvent à l'érosion toute possibilité de creusement d'un sillon. On peut la prolonger par le Monte Misa jusqu'au Brealone et à la Grotta, contreforts les plus élevés immédiatement au-dessus de la vallée du Chiese au nord du lac d'Idro.

Par ses caractères lithologiques, elle s'apparente à la région orientale. Le batholite cristallin, avec des intrusions de caractères pétrographiques différents (diorites et gabbros - diorites du Blumone, granodiorites du Bruffione, tonalites à grain fin du Re di Castello) forment les sommets dominants, traversant les assises triasiques basculées vers le Nord. Celles-ci sont coupées par une multitude de filons et forment au pied du Blumone et du Frerone des sommets modestes, aux pentes molles. Les dislocations tectoniques en ont amoindri la résistance, en faisant des régions où le ravinement et les glissements de terrain sont fréquents.

- L'origine structurale du Val di Campolaro et du Passo di Croce Domini.

Du col de Croce Domini à Prestine, le Val di Campolaro a creusé un long sillon dans les schistes werféniens de couleur jaunâtre. Il est la vallée monoclinale la plus typique de l'ensemble préalpin. Le relèvement du massif cristallin du haut Val Trompia a basculé vers le Nord sa couverture sédimentaire. Le Val di Campolaro correspond à une véritable flexure, qui sur son flanc septentrional relève fortement les assises schisteuses. Cependant elle ne paraît pas affectée par une dislocation longitudinale comme le Val di Scalve ou le Val Canale.

Il est vrai que l'abondance des dépôts de pente et des moraines gênent l'observation. L'absence d'étude géologique ne permet pas une connaissance précise dans des conditions structurales qui ont permis son installation. Le relèvement ne s'est pas accompagné de glissement en masse par gravité sur le flanc nord du horst cristallophyllien et permien du Val Trompia, comme c'est le cas plus à l'ouest dans le Bergamasque. Un décollement limité à la base du Werfénien est cependant vraisemblable, et des dislocations entre des couches de compétence inégale ont été relevées par G.B. dal Piaz dans la zone de Prestine (1949) : c'est ainsi qu'un contact anormal se suit sur le flanc nord, le long de la route de Bazena, entre les schistes werféniens et la dolomie d'Esino (Ladinien). Vers Prestine même, il se double de plusieurs failles de même direction Est - Ouest. Les tensions le long de la flexure ont amené les masses les plus rigides à se casser, et ne pouvant décoller et glisser vers le Nord où se trouvent le socle orobique et le batholithe de l'Adamello, cette résistance a été génératrice d'écailles limitées et plus ou moins continues sur les schistes du Servino plus au sud. Les assises du Servino bien relevées et affaiblies dans leur ensemble par les efforts orogéniques se prêtaient admirablement à une rapide exploitation par l'érosion linéaire des torrents à partir du Val Camonica. La vallée reste étroite et resserrée. Les glaciers locaux descendus du Frerone et du Cadino n'étaient pas assez puissants pour l'élargir. L'érosion verticale très active des torrents est le facteur essentiel. Elle s'est exercée à partir du Val Camonica et en fonction du surcreusement glaciaire de celle-ci. Elle n'est donc efficace que depuis les grandes glaciations quaternaires (on a vu aussi précédemment que l'ouverture du Val Camonica était récente). Ces éléments (absence de grand creusement glaciaire, sujétion au Val Camonica, installation récente du réseau hydrographique) rendent compte, en dépit de bonnes conditions structurales, d'un creusement jeune et actif.

De plus, il a été gêné en aval par le verrou calcaire de Breno. Immédiatement à l'ouest de Prestine, une faille Nord Est - Sud Ouest abaisse tectoniquement le compartiment occidental, basculé vers l'Ouest. C'est un véritable graben, et l'affleurement très continu des schistes werféniens vient buter contre les dolomies d'Esino. La Valle di Prestello suit un escarpement de ligne de faille en se détournant vers le Sud

pour rejoindre le Campolaro vers Prestine. Cette faille dite de Prestine (Dal Piaz, 1949) a une importance morphologique considérable. Le relèvement à l'est de Prestine fait affleurer les werféniens et favorise l'érosion régressive et linéaire des rivières, et à l'ouest elle provoque une concentration des cours d'eau vers Bienno. Le creusement des schistes est assez poussé pour que le Prestello ait pu abandonner ses anciens cours par la vallée d'Astrio vers Breno, et par le col de San Martino (770 mètres), pour se détourner vers Prestine et Bienno. Les conditions structurales et le surcreusement glaciaire du Val Camonica en aval du verrou de Breno, sont responsables de ce détournement (figure 92).

La faille de Prestine explique la localisation du Val Camonica au sud de Breno, où elle se trouve dans un compartiment abaissé par la tectonique. Celui-ci a permis au charriage de Palline - Borno de s'avancer jusqu'aux abords de Morbegno et Breno (chapitre précédent) et de localiser sur leur bord méridional le drainage dans une zone plus basse. Ainsi le front des charriages et la tectonique expliquent la position du Val Camonica dans sa partie moyenne. Son rôle d'axe principal du réseau hydrographique a été renforcé par les glaciers quaternaires qui l'ont surcreusé et élargi malgré le verrou de Breno et les affleurements de grès permiens plus au Sud. Elle sert de niveau de base local à une forte reprise d'érosion post-glaciaire.

A l'est du col de Croce Domini, les conditions structurales n'ont pas permis le déblaiement d'un sillon longitudinal équivalent à celui du Val Di Campolaro. Vers l'est, la faille judicarienne relève très fortement les couches permiennes, et la série triasique est laminée et redressée à la verticale, resserrée contre l'intrusion granodioritique du Monte Bruffione. On ne trouve que deux courts sillons (Goletto Gaver à l'ouest, Valle Del Bruffione à l'est) qui se branchent sur la partie amont de la Valle du Caffaro, de direction méridienne. Il n'y avait ici ni les conditions structurales, ni le niveau base déprimé qui auraient permis l'existence d'un sillon longitudinal continu.

- La haute vallée du Caffaro et le relief glaciaire de l'Adamello méridional.

La haute vallée du Caffaro est d'origine structurale, l'érosion différentielle a déblayé les assises triasiques disloquées et laminées par la tectonique entre les deux masses cristallines du Bruffione et du Blumone. Les efforts tectoniques et l'intrusion se sont faits selon une direction méridienne sur laquelle s'ordonnent les couches sédimentaires relevées à la verticale et coupées de failles et de filons. Cette disposition (figure 91) est due à la mise en place des deux batholithes, de nature voisine, qui ont enserré les couches triasiques. Des cassures postérieures ont été génératrices de venues de filons d'aplites et de porphyrites de direction similaire, qui traversent les massifs et la vallée. Ces alignements méridiens, comme l'intrusion sont des dislocations parallèles à la faille judicarienne toute proche. Le relief a créé un réseau hydrographique divergent, mais moins complet que celui de l'Adamello, dont il n'a pas la disposition en coupole. Une altitude moindre, un compartimentage plus poussé des bassins, l'absence de grandes étendues comme le Pian di Neve ont rendu l'action des glaciers quaternaires moins concentrée sur quelques axes, et leur empreinte moins forte dans les basses vallées.

Les massifs élevés, mais peu étendus du Blumone, du Bruffione, de la Cima Terre Fredde, du Monte Stabio ont des cirques glaciaires dont les arêtes sont disposées en étoile, autour d'un point culminant central. Ils sont de forme triangulaire mais peu surcreusés, la pente de leur plancher reste forte, avant de passer par un fort gradin à la vallée. Le surcreusement des cirques reste localisé, en rapport avec la fracturation : c'est ainsi que le Lago della Vacca est la zone où au sud du Blumone, se recoupent de grandes diaclases Nord Ouest - Sud Est et Est Ouest. Elles sont souvent jalonnées par des filons de roches basiques, et postérieures à la consolidation de la masse principale (D. Colbertado 1940). C'est à une situation analogue que le Lago Nero au nord du Bruffione doit son existence. Ce sont des cas exceptionnels car, comme plus au nord, la résistance du matériau n'a pas permis un creusement avancé. Les arêtes méridiennes au nord du Bruffione et du Monte Lestino offrent les mêmes observations : les cirques rectangulaires

sont délimités par des crêtes reticulées et présentent une allure en van semblable à ceux du Ré Castello. Les vallées par contre, surtout celle du Caffaro ont un profil typique en auge, dû à la puissance du courant glaciaire, accentué par le contraste lithologique entre les assises triasiques du fond et les diorites ou granodiorites des versants supérieurs et des sommets. Les accumulations morainiques en arc de cercle se trouvent surtout dans les vallées. Elles sont plus nombreuses en contrebas des petits cirques glaciaires développés à l'est du Bruffione dans les terrains triasiques et permiens. La crête Est - Ouest du Cingolo Rosso (2181 m.) à la Cima Pissola (2063 m.) est découpée sur son versant nord en une série de petits cirques, peu vigoureux dans leurs formes actuelles, émoussés par la gélifraction. Sur leurs pentes c'est un véritable escalier de bourrelets morainiques colonisés maintenant par la forêt. L'abondance du matériel détritique provenant à la fois de la gélifraction et des glaciers ou des névés à l'abri de la paroi sommitale, a engendré des glissements par gravité, dans des conditions identiques (versant nord, roches friables) à celles décrites pour la Concarena ou le Nord-Ouest de l'Adamello.

4°) La bordure orientale : la faille judicarienne.

Vers l'est, les hauts sommets de l'Adamello font face aux cimes calcaires de la Brenta qui annoncent les grands massifs dolomitiques du Trentin méridional. Entre les deux massifs, la frontière est rectiligne, marquée par une série de talwegs plus ou moins approfondis. Le contact se fait par la faille judicarienne de direction Nord - Nord Est - Sud - Sud Ouest, trait majeur de la tectonique alpine, relayant vers le Nord la faille insubrique (décrochement de la cassure dite périadriatique). Le rejet de la faille est considérable au nord-est de la Presanella, au moins de 3000 mètres, où le Rhétien supérieur est en contact anormal avec les tonalites, mais il décroit rapidement vers le Sud (plus de 1000 mètres vers Tione) où un gradin (Dossone del Sabione) s'intercale de Madonna di Campiglio au Monte Toff entre Adamello et Brenta. Entre le Sarca et le Chiese, elle dénivelle les assises triasiques de près de 1200 mètres. Les déformations du Trias moyen, rebroussé et relevé vers l'ouest sur le bord du compartiment oriental, montrent une poussée tangentielle. Vers Roncone, c'est une flexure (K.A. de Jong, 1967, p. 761). Vers le sud, à partir de Condino, elle passe à nouveau à une faille inverse avec un rejet de quelques 2000 mètres. Ce rejet

important est la cause du charriage de la dolomie norienne des Préalpes de Garde, ayant provoqué un glissement et un déplacement limité de celle-ci vers l'Est (chapitre suivant). L'ouverture de la vallée du Chiese le long de la faille judicarienne, au nord du lac d'Idro est d'origine structurale, mais utilisée et approfondie par l'érosion et les glaciers quaternaires. Au nord de Condino, la flexure des assises triasiques (qui correspond à une cassure du soubassement) n'a pas provoqué un dérangement aussi important dans les Préalpes sédimentaires. Les couches triasiques relevées et accolées à la verticale n'ont pas permis à l'érosion d'ouvrir une vallée aussi large que plus au sud, d'où le resserrement de la vallée judicarienne vers Roncone. L'étude du réseau hydrographique (chapitre suivant) confirmera cette évolution et l'absence d'unité de drainage le long de ce grand accident.

Cet accident fondamental de la structure des Préalpes lombardes était interprété par L. Trevisan (1938 - 1939) comme une déchirure entre deux blocs, l'un oriental ayant été poussé vers le Nord par rapport au bloc occidental. Cette hypothèse entrait dans le cadre des grandes conceptions de la structure des Alpes, où la poussée génératrice des plissements venait de la plaine du Pô. Mais on a vu au cours de la Ière partie, comme avec l'exemple des Préalpes bergamasques qu'il n'en était rien. Il est non moins étrange de remarquer que dans ce cas précis, la dislocation ne se poursuit pas jusqu'à la bordure préalpine !. L'enracinement et le soulèvement du massif ancien du Val Trompia prouvent la prédominance des efforts verticaux (chapitre suivant). D'autre part, la direction de la cassure est identique à celle des grands accidents permiens, dont on a vu l'importance sur les bords de la plate-forme de Lugano. La proximité de celle du Trentin peut expliquer le rejeu inégal d'un accident plus ancien, orthogonal par rapport aux axes tectoniques alpins. La faille insubrique est plus récente que les accidents de cette direction : elle s'est moulée sur cet accident, ce qui explique son décrochement vers le Nord au delà de la Presanella, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à de fortes poussées tangentielles. C'est la conjonction des deux cassures qui est à l'origine de l'intrusion de l'Adamello.

S'il n'est pas possible de fixer avec précision par les éléments que l'on possède, l'âge des mouvements tectoniques, ils peuvent

être rapportés à la phase oligocène où l'on voit l'axe de drainage de l'Adda se fixer par la Valteline et des cailloutis de diorites et tonalites apparaître dans la gonfolite de Come (Ière partie, chapitre 3). Il est certain que des rejeux postérieurs se sont produits, attestés en particulier par les dislocations (plis et failles) qui affectent les dépôts cryoclastiques consolidés (les "marroche", Ière partie, chapitre 5), qui bordent la vallée vers Madonna del Campiglio. Ceux-ci se seraient encore manifestés au Quaternaire ancien.

La mise en valeur de cette ligne tectonique par l'érosion différentielle apparaît comme inégale, bien qu'elle soit toujours jalonnée par une dépression topographique. Trois facteurs rendent compte de cet inégal creusement. La tectonique par un rejet plus ou moins considérable fait affleurer le long de l'accident, des couches sédimentaires plus ou moins résistantes. Les reliefs créés par l'orogénie alpine et leur disposition par rapport à la faille judicarienne ont orienté dans certaines directions le réseau, au détriment d'autres secteurs. Les glaciers quaternaires plus ou moins puissants ont contribué à accentuer des creusements et ont épargné d'autres zones : ils ont fortement accusé les inégalités pré-existantes. Il n'y a pas d'unité de drainage, celui-ci se partageant entre trois secteurs : le Val Meledrio au nord, le Sarca et ses affluents au centre et le Chiese au sud.

Au nord du Col de Madonna del Campiglio, le Val Meledrio n'est qu'une gorge resserrée dans les calcaires rhétiens basculés vers le Nord. Son cours ne s'est pas fixé le long de la faille, mais un kilomètre à l'est de celle-ci, en fonction du bas Val di Sole et sans doute de failles locales méridiennes. L'érosion linéaire est prépondérante dans les épaisses couches calcaires du Trias, et les glaciers descendus de l'extrémité nord-est de la Presanella et des cimes septentrionales du groupe de la Brenta n'avaient que des bassins relativement réduits par rapport aux autres vallées. Il n'y a pas eu un glacier de vallée puissant pour calibrer une auge dans ces calcaires résistants. Le col était une zone de divergence des glaciers descendus des abords de la Brenta et de la Corna Grande, la plus grande partie se dirigeant vers le Sud et le Sarca.

La vallée méridienne de cette rivière suit le tracé même de la faille. Le gradin de faille du Sabion - Monte Toff basculé vers l'Est - Sud-Est présente au-dessus des conglomérats permiens, des couches de la base du Trias (marnes et calcaires) moins épaisses et moins tabulaires que plus à l'est. Relevé tectoniquement, il a été vigoureusement attaqué par l'érosion d'autant que les puissants reliefs de la Presanella (de direction Ouest-Est) et de l'Adamello concentraient naturellement leur drainage dans cette direction. Le puissant glacier du Sarca, renforcé par ceux des groupes de la Presanella et du Care Alto, ont élargi la vallée, la calibrant en auge. Mais au sud du Tione di Trento, où le Sarca oblique brusquement vers l'est, l'apport des glaciers de la face orientale de la crête du Monte Danerba était bien plus réduit. La vallée se réduit à un étroit sillon.

Vers le lac d'Idro, le fort rejet de la faille judicarienne et le glacier de la vallée du Chiese ont à nouveau modelé une profonde vallée glaciaire maintenant largement remblayée. Une série de cassures dans la dolomie norienne et un faciès de calcaires bitumeux expliquent aussi ce creusement.

Le travail des glaciers quaternaires n'a pas réalisé l'unité du drainage et le Sarca traverse les Préalpes d'Ouest en Est, à l'est de Tione.

Plutôt qu'une phase orogénique unique, que les chercheurs italiens plaçaient soit à la fin de l'Oligocène, soit plus tardivement (fin du Miocène), la surrection s'est faite par étapes : dislocations et mise en place du batholite (Oligocène) pendant la phase de surrection des Alpes internes, puis rejeux et soulèvements qui créent tardivement un relief élevé. L'étude des Préalpes sédimentaires confirmera ces données.

CONCLUSION -

L'étude du relief s'accorde avec celle des dépôts tertiaires pour attribuer un âge récent au relief actuel, responsable lui-même pour une bonne partie de dessin du réseau hydrographique. Cette mise

en place récente éclaire le rôle important des dislocations dans le creusement des vallées et l'inscription des formes glaciaires : les fractures, les diaclases Ouest-Est, et Nord - Sud sont en rapport avec les deux lignes essentielles de la structure. Mais la lithologie joue un rôle important, en particulier sur les bordures, où elle a fixé des vallées dans les terrains sédimentaires laminés.

Partout les glaciers quaternaires ont effectué un énorme travail de surcreusement. Plus encore que dans les Préalpes bergamasques, ils ont contribué à l'aération relative du relief.

CHAPITRE 6

LES PREALPES DE BRESCIA ET DE GARDE

Région la plus orientale des Préalpes lombardes, cet ensemble préalpin est situé entre le Val Camonica et le lac de Garde, en excluant les massifs de l'Adamello et de la Brenta. Vaste région de moyenne montagne, constituée essentiellement de massifs calcaires, elle est coupée par de grandes vallées généralement encaissées : Val Trompia (Torrent Mella), vallée du Chiese, du Toscolano, Val di Ledro et vallée du Sarca. La première a un cours méridien et débouche vers Brescia, mais les autres se dirigent vers le lac de Garde. Hormis aux deux extrémités (Lac de Garde et Val Camonica), le rôle des grands glaciers quaternaires a été modeste dans la montagne préalpine. Les altitudes souvent inférieures à 2000 mètres n'ont pas permis la formation de glaciers locaux importants, sinon dans la vallée du Chiese, alimentée par l'Adamello tout proche et sur les bords du lac de Garde.

C'est un ensemble hétéroclite associant des éléments très différents : socle hercynien du haut Val Trompia avec des charriages limités sur sa bordure, des plis de couverture à large rayon entre le lac d'Iseo et la vallée du Chiese, des cassures déformées par des poussées tangentielles au nord, un grand charriage de dolomie norienne sur la rive occidentale du lac de Garde. L'unité structurale du Bergamasque avec ses grands blocs charriés ne se retrouve pas ici, où le relief est moins aéré, les formes plus lourdes, massives. Cependant deux ensembles peuvent être distingués, les Préalpes de Brescia,

à l'ouest de la vallée du Chiese, est la région la plus diversifiée, tandis qu'à proximité du lac de Garde les grandes dislocations méridiennes avec des chevauchements confèrent à cette région une unité morphologique.

I - LES PREALPES DE BRESCIA -

Par leur disposition, elles rappellent l'ensemble des Préalpes bergamasques, avec au nord le socle ancien du Val Trompia et une couverture sédimentaire fortement disloquée au sud de celui-ci, couverture qui s'abaisse et disparaît brutalement sous la plaine padane. Mais à l'inverse du Bergamasque, un relief peu élevé, et d'accès souvent difficile gênent l'observation, les études géologiques restent incomplètes et dispersées, ce qui explique que l'on attend toujours la publication de la feuille au I/I00.000 de Breno. A côté d'études anciennes, inspirées par les théories des grandes nappes et se fondant sur une connaissance très superficielle de la structure, ce sont les travaux plus récents de l'Université de Pavie (A. Boni, G. Cassinis, E. Martina) qui forment le support d'une étude morphologique de cette région.

I°) Le massif hercynien du haut Val Trompia et ses bordures.

Le socle ancien affleure au nord de la haute vallée du Mella et se poursuit vers l'ouest jusqu'aux abords du Val Camonica, mais vers le nord et vers l'est, il est recouvert par d'épaisses assises de porphyres et de grès permiens qui le masquent. Ce horst basculé vers le Nord et l'est, fortement relevé au sud, est un cas unique dans les Préalpes italiennes. Par sa situation et par son style tectonique il est différent des Alpes orobiques et en aucun cas ne peut leur être relié. Sa présence est enrapport avec l'intrusion cristalline de l'Adamello tout proche. Sa venue a été génératrice de rejeux tectoniques importants qui ont repris d'anciennes structures hercyniennes et permiennes. E. Martina (I966) a établi après les travaux de G. Cassimis, l'âge pré hercynien et hercynien du métamorphisme des gneiss, micaschistes

et phyllades, comme celui des granodiorites du Val Torgola et Val Navazze, différentes de celles de l'Adamello. L'étude de la sédimentation permienne (Ière partie, chapitre I) a montré la permanence d'un horst entre les bassins d'effondrement de Collio et du Val Camonica. Celle des faciès du Trias lombard (R. Asseretto et P. Casati, 1966 et chapitre 2, Ière partie) a confirmé la présence d'un seuil à la fin du Trias, sur son emplacement actuel. Le relèvement tertiaire a repris avec vigueur une zone de surrection quasi permanente quoique atténuée pendant l'ère secondaire.

Elle a influencé le tracé des grandes cassures tertiaires, les obligeant à se mouler et à prendre appui sur elle. La ligne judicarienne, à l'ouest de Ponte Caffaro, prend subitement une direction Est - Ouest que rien ne semblait justifier, vu sa direction rigoureusement méridienne. Le soulèvement du massif du Val Trompia a été contemporain de celui de l'Adamello, la ligne judicarienne en est une déchirure périphérique, même si elle reprend une cassure d'âge plus ancien dans son tracé Nord - Sud. C'est un argument de plus en faveur de son "enracinement" et contre l'idée d'une cassure de distension due à des poussées inégales venues du Sud. Le relèvement récent, d'âge alpin (largo sensu) a porté avec vigueur en altitude l'ancien horst à la Colma di Vivazzo, mais a été moins puissant vers l'ouest et vers l'est à l'emplacement des anciens fossés permiens.

a) La bordure méridionale.

A l'est, entre Bagolino et Ponte Caffaro, la ligne judicarienne est une forte flexure abaissant la série triasique sur son flanc inverse, redressant et laminant les couches de la base du Trias. La structure a favorisé le creusement linéaire du Caffaro dont la basse vallée utilise une bande de roches plus tendres entre les sommets tabulaires et massifs du Monte Carena - Monte Telegrafo au nord, découpés par l'érosion dans l'épaisse série des porphyrites et des grès permiens (plus de 1000 mètres), et les massifs de dolomies triasiques au sud. La vallée du Caffaro dont on a vu (chapitre précédent) la position structurale dans une bande de terrains tendres pour sa partie supérieure, traverse tout le bombement permien, avant d'emprunter

le sillon aval. Elle doit être considérée comme antérieure au soulèvement général. Les bandes de schistes werféniens sont à peine creusées par l'érosion de part et d'autre de la vallée, sur la retombée septentrionale du massif.

A l'ouest de Bagolino, le soulèvement a été de plus en plus puissant quand on se dirige vers la vallée du Mella. Au col de Maniva, et aussi à l'est de celui-ci, une faille inverse met en contact anormal le socle cristallophyllien et sa bordure sédimentaire. Le relèvement, avec forte poussée tangentielle vers le Sud a été plus fort dans la haute vallée du Mella, où il a morcelé le socle et sa couverture permienne par une série de failles inverses, qui viennent chevaucher des placages de grès et de porphyrites permiens (figure 93). Celles-ci se disposent en éléments échelonnés, interrompues par des cassures transversales, dont la plus importante est celle de Torgola. Les déformations tertiaires sont limitées par des cassures d'âge plus ancien, peut-être permiennes mais ayant rejoué lors de la phase alpine. La crête Muffetto, Monte Crestoso - Colombine correspond au compartiment le plus soulevé qui a conservé sa couverture permo-triasique. L'érosion actuelle affouillant les phyllades et micaschistes du socle l'a mise en valeur.

C'est poser le problème de l'origine de la vallée du Mella, sillon plus long, mieux développé qu'à l'est vers Bagolino ou à l'ouest vers le Val Camonica où le contact entre le socle et sa couverture n'a donné naissance qu'à l'étroite vallée du Trobiolo. Elle est dbrigine structurale, liée à un affleurement des schistes werféniens, mais cette condition n'apparaît pas suffisante. C'est la tectonique qui est la véritable cause de ce sillon longitudinal.

Comme dans le Bergamasque, son existence tient au fort relèvement du massif ancien cédant un front orographique et localisant l'érosion à son pied, dans des compartiments abaissés par la tectonique, en gradins avec failles inverses. Elle a été génératrice des charriages des Monts Visigno, Ario, Pezzeda, Paio, qui en glissant par gravité vers le sud, ont provoqué sur leur flanc septentrional un hiatus topographique, localisant une vallée qui s'est ensuite enfoncée dans le sbbstratum autochtone où elle rencontrait des

conditions structurales propices à son élargissement. Ce cas est semblable à ceux déjà vus plus à l'ouest : Val di Scalve, Val Canale, Valsàssina. La structure en gradins du substratum a entraîné un décollement de la série sédimentaire sur les assises schisteuses de la base du Trias (Werfénien) et des dislocations longitudinales Est - Ouest découpant en failles inverses, passant parfois à des écailles, la série triasique autochtone immédiatement au sud des klippes. On doit y ajouter les effets de poussée des charriages. Le recul plus rapide du versant méridional de la vallée, sapé par l'érosion dans les assises triasiques, n'a pas toujours été suivi par le Mella qui par creusement linéaire s'est enfoncé dans les grès permiens sous-jacents. Mais ce n'est qu'un fait mineur qui n'infirme en rien l'origine structurale, liée à une tectonique avec poussées vers le sud, glissements en masse qui expliquent la localisation d'une vallée longitudinale bien développée.

L'étude de l'extrémité occidentale du massif cristallin en apporte la confirmation. A l'ouest de Bovegno, il n'y a pas de large sillon longitudinal, la vallée della Cavallina et celle du Trobiolo ne sont que de courtes rainures. Cela tient à une tectonique différente. L'avancée du socle qui vers le Sud - Ouest forme le sommet aplani de la Colma di Vivazzo est un véritable horst, soulevé verticalement, sans notables déformations tangentielles (figure 94). Au nord du Monte Gugliemo, le contact se fait par une faille normale. Il n'y a pas eu d'abaissement suffisant du bloc méridional, ni de poussées ayant entraîné des glissements par gravité, susceptibles de créer une vallée d'origine tectonique. L'érosion a d'abord décapé le horst cristallophyllien de sa couverture sédimentaire, mettant à jour la surface pré-permienne de la Colma di Vivazzo, encore recouverte de grès au nord de la Colma di Maraccolo. Sur la bordure méridionale, le creusement des schistes du Servino se fait par érosion régressive à partir du Mella et de l'Oglio, dégageant une cuesta massive et rectiligne dans les calcaires anisiens (Monte Angolo, Gugliemo). Le retard actuel est dû à la tectonique qui a créé une dépression élargie et approfondie rapidement entre Bovegno et le Maniva, à la suite des glissements en masse vers le Sud, mais entre Bovegno et le Val Camonica n'a pas répété cette disposition.

Comme dans le Bergamasque, les fortes poussées à la fois verticales et tangentielles, avec glissements en masse, ont fixé l'érosion et sont à l'origine des sillons longitudinaux d'une certaine ampleur.

b) Le versant septentrional.

Le versant au nord de la crête Colma di Vivazzo - Muffeto Colombine tient lieu de ligne de partage des eaux entre Mella et Oglio. Elle correspond à la surrection la plus forte du massif, et témoigne ainsi de l'âge récent de la mise en place et de l'action limitée de l'érosion. Elle domine vers le Nord un long versant s'abaissant progressivement vers le Nord - OUest. La carapace de grès et de porphyres permiens est découpée par une série de failles Nord-Ouest - Sud-Est, mais de faible rejet, déterminant une série de horsts et de grabens. L'érosion a fortement disséqué cette coupole, et des failles, liées aux tensions orogéniques du soulèvement alpin et de poussées vers le sud, n'ont qu'une importance secondaire pour la morphologie. Constituant des zones de faiblesse lithologique, elles ont pu être utilisées par les rivières qui suivent leur cours. C'est le cas de la Grigna. Si elles ne donnent pas directement de relief, on ne relève pas de trace d'aplanissement : les grandes pentes faiblement inclinées du San Glissente et du Dosso Blussega sont dues à des placages schisteux du Werfénien. Vers le Nord, les couches permiennes sont abaissées par une forte flexure avant de passer sous les couches de Servino où est localisée la Vallée du Campolaro.

A l'ouest, le problème important et difficile à résoudre reste celui de la retombée du massif du Val Trompia, c'est à dire du Val Camonica en amont du lac d'Iseo. Est-elle un simple abaissement d'axe dégagé par l'érosion ou correspond t-elle à une fracture abaissant le côté bergamasque ?. Le problème n'a jamais été posé pour cette partie de la vallée, les géologues ayant relevé séparément l'un ou l'autre versant. On n'observe pas de trace évidente d'une fracture sur la rive droite, et vers le lac d'Iseo, il y a continuité lithologique et structurale entre les deux rives. Pourtant l'allure rectiligne de la vallée soutiendrait l'hypothèse inverse, de même que la forte dénivellation du Permien, dont le toit se trouve à 1700 m.

à l'est de Darfo, mais à 600 mètres à l'ouest !. Au sud de Darfo, le socle hercynien affleure sur le bord même de la vallée, alors que les grès du verrucano lombardo constituent sur l'autre rive la partie supérieure du Permien à une altitude équivalente !. On a vu (Ière partie, chapitre I) qu'elle se trouvait sur un fossé tectonique d'âge permien. Les failles orientales ont-elles rejoué postérieurement ? C'est vraisemblable, mais en tout état de cause sur un espace limité puisqu'au sud il n'y a pas dénivellation des séries sédimentaires. Quoiqu'il en soit, l'érosion utilise d'anciennes cassures et le relief de cette partie du Val Camonica est due essentiellement à l'érosion différentielle.

c) L'action modeste des glaciers quaternaires.

Les altitudes relativement modestes (à peine plus de 2200 m.) du massif du Val Trompia n'ont pas été favorables à la formation de grands appareils glaciaires. Le versant sud, sur le Val Trompia n'en porte pas de traces évidentes : il n'a été occupé que par quelques névés dans sa partie sommitale. Par contre, le versant septentrional présente immédiatement en contrebas de la crête sommitale, taillés dans les porphyres et les conglomérats permiens, de beaux cirques de forme circulaire, avec un profil caractéristique en escaliers. Les rapports entre le modelé glaciaire et la structure sont remarquables : les assises permiennes avec un léger pendage vers le nord, ont donné dans la partie supérieure du cirque des replats. Des formes semblables se retrouvent à l'est où la haute Vallée Vaia, affluent du Chiese, est un véritable escalier dans la série permienne beaucoup plus épaisse. La dureté du matériau n'a pas permis sur les plateaux septentrionaux une profonde inscription des glaciers dont le volume n'était pas considérable vu l'altitude. En contrebas de ces cirques, peu profonds, se développe une topographie de plateau glaciaire avec roches moutonnées et striées, remarquables au nord des Monts Colombine et Daddana, avant que par un brusque ressaut on ne passe à des vallées calibrées en auge. Celles-ci suivent les grandes cassures méridiennes (Val Grigna, Valdaione) en rapport avec les tensions orogéniques du plissement alpin. Leur creusement est antérieur aux glaciations quaternaires qui les ont modelées dans leur forme actuelle, en les approfondissant.

La même opposition se retrouve au sud du Val Trompia, où la crête donnée par les calcaires anisiens charriés ne dépasse pas 2006 mètres à la Corna Blacca. Seuls de petits appareils glaciaires, très allongés ont creusé des couloirs en auge élargie dans ce flanc très raide, sous les Monti di Paio. Ils se terminent par une accumulation morainique de forme lobée, prolongeant les parois, mais qui ne descend pas en-dessous de 1150 mètres. Ce sont de véritables cirques - couloirs modelés par des langues glaciaires peu épaisses, mais bien fournies en débris par la paroi sommitale des calcaires fracturés. Au moins pendant la dernière glaciation, la vallée du Mella n'a pas été occupée par un glacier de vallée : le matériel morainique y est absent, mais elle a été remblayée par d'importants apports fluvio-glaciaires et détritiques que la rivière recreuse actuellement.

Le massif du Val Trompia fait figure originale au sein des Préalpes lombardes : il n'y a ni déplacement vers l'ouest comme l'avait soutenu O. Vecchia, ni possibilité de l'incorporer aux nappes dinariques des Préalpes lombardes, (G.B. Cacciamali). Ce sont des mouvements verticaux qui l'ont relevé sur toute sa bordure méridionale. Ils ont aussi profondément bouleversé les assises sédimentaires qui le bordent vers le Sud.

2°) Les Préalpes sédimentaires du Bresciano.

On comprendra sous ce terme l'ensemble préalpin entre le lac d'Iseo et la basse vallée du Chiese. Mais à l'ouest et à l'est du cours méridien du Mella (Val Trompia) les aspects morphologiques en sont différents : à l'ouest, la structure est largement influencée par le socle du Val Trompia, tandis qu'à l'est des plis de couverture à grand rayon de courbure sont cassés par des failles de plus en plus nombreuses aux abords de l'amphithéâtre morainique du lac de Garde.

a) Les montagnes à l'ouest du Mella.

C'est une des régions les plus mal connues de l'ensemble préalpin. Bien que le relief soit peu élevé, il est particulièrement rude et difficile d'accès à partir du Val Trompia : aucune route ne

le traverse au nord de celle qui de Ponte Zanano par Polaveno conduit à Iseo. Nos connaissances géologiques en sont bien limitées et bien imprécises : une carte sommaire établie par A. Boni (I947) avec des conclusions discutées (O. Vecchia, I948 ; A. Boni, I950). Le rôle du massif ancien moins élevé qu'à l'est de Bovegno se fait néanmoins sentir.

Le socle cristallophyllien relevé en horst à la Colma di Vivazzo n'a pas été suffisant, ni avec une poussée tangentielle, pour engendrer des décollements importants sur sa bordure sud. A l'ouest de la Colma di Vivazzo, le Monte Staletti et les Corni di Clarecco seraient deux charriages de calcaires anisiens. On s'étonnera cependant de leur position basse (I686 et I000 mètres) par rapport aux reliefs voisins et notamment au Monte Gugliemo, alors que partout ailleurs, ces masses charriées constituent des sommets élevés. Ils doivent être rapprochés du charriage du Gugliemo, véritable écaille venant chevaucher la série sédimentaire triasique plissée immédiatement au sud.

En effet, la bordure du socle ancien est fortement relevée : les calcaires anisiens forment du Monte Aguina au Monte Gugliemo une véritable barre très continue. Mais c'est vers ce dernier point que le relèvement du socle et de sa bordure a été maximum. Sur le bord sud du Gugliemo, il en est résulté un chevauchement. La ligne de crête correspond bien à la zone la plus soulevée. La massivité des assises calcaires du Trias a produit une suite de cassures dont la plus importante est celle qui joint l'extrémité méridionale du Monte Staletti au chevauchement de la Punta d'ell Orto au sud de Sulzano. Elle est directement liée à la protubérance vers le sud du socle vers la Colma di Vivazzo. C'est une cassure profonde du substratum, trait essentiel de la tectonique et dont l'importance morphologique est considérable. Le compartiment occidental est fortement relevé à son contact, ce qui a déterminé la structure en vaste synclinal de la partie centrale du lac d'Iseo. Ce relèvement a fixé sur son bord la ligne de crête la plus élevée du Monte Almana - Monte Rodondone, en fonction de laquelle s'est organisé de part et d'autre le drainage vers le lac à l'ouest, vers le Mella à l'est. On peut lui accorder un âge plus récent que les plis qui affectent la couverture sédimentaire et qu'elle tranche indifféremment : ceci s'accorde avec le soulèvement tardif de l'Adamello et du massif

du Val Trompia. Deux phases tectoniques ont déformé l'ensemble sédimentaire : la première s'est traduite par des plis lourds de direction Ouest - Est, tandis que la seconde en relation avec la surrection du horst métamorphique a donné des failles et des cassures de grandes dimensions, relevant fortement certains secteurs.

A l'extrémité méridionale, l'éperon calcaire de la Punta dell'Orto illustre bien cette double phase tectonique. Il s'agit d'un chevauchement de la dolomie à Conchodon du Rhétien supérieur sur le flanc septentrional du synclinal crétacé de Polaveno. Le front de ce chevauchement serait, d'après A. Boni (1947) l'extrémité de la grande cassure Staletti - Punta dell' Orto. Un axe anticlinal déversé vers le Sud constituait le prolongement oriental de l'anticlinal de Predore, bien visible sur l'autre rive du lac. Le relèvement général et une poussée ont entrainé la rupture de la charnière, d'où le chevauchement, celui-ci a provoqué une cassure secondaire avec déplacement vers le Sud, dans le fond du synclinal où le Crétacé moyen recouvre le Crétacé supérieur (A. Orlini, 1949). Ce double accident est la manifestation la plus méridionale des dislocations apportées par le soulèvement du socle (figure 95).

A l'ouest de la faille Staletti - Punta dell' Orto, la structure présente un vaste synclinal Ouest - Est dont le centre est le Montisola sur le lac d'Iseo. Sa formation est en rapport avec le relèvement de la bordure occidentale de la grande cassure méridienne qui a porté la dolomie principale à 1391 mètres au Monte Almana et à 1144 mètres au Rodondone plus au sud. Ces altitudes actuelles sont inférieures au relief originel. Le synclinal du Montisola existait antérieurement aux grandes cassures qui l'ont accentué. La preuve de cette déformation se trouve dans le dessin des failles qui affectent la grande dépression synclinale centrée sur Sale Marasino. Elles forment un éventail dont le point central se situe sur cette localité et présentent des décrochements significatifs : la tension engendrée par la surrection de la bordure orientale a créé des distensions dans un matériel rigide lors de l'accentuation des structures synclinales pré-existantes. G. Nangeroni (1964) envisageait l'hypothèse d'une cassure entre l'ile du Montisola et le synclinal de Sale Marasino pour rendre compte du bras du lac d'Iseo entre ces deux localités. Ce n'est pas impossible, mais il convient de remarquer que l'ile se trouve dans la

partie la plus abaissée structuralement. L'érosion pré-Quaternaire a pu déblayer les calcaires liasiques sur le flanc oriental du synclinal de Sale Marasino, fortement relevé et préservér le Montisola du fait de sa position plus basse.

- Ces précisions étaient nécessaires pour tenter de résoudre le problème majeur de cette île, la présence en position anormale, à son sommet, d'un placage de calcaires rhétiens vers 550 - 600 mètres (figure 96). Sa position énigmatique sur les calcaires liasiques avait été expliquée par A. Boni et O. Vecchia comme le reste d'un anticlinal déversé sur ce fond synclinal, anticlinal situé pour le premier à l'est vers le Monte Almana, pour le second au nord entre le Montisola et la petite île de Loreto. Dans le premier cas, la série triasique n'offre nulle part des exemples d'un déversement vers l'ouest et l'hypothèse ne semble pas fondée. Pour le second, l'hypothètique bombement a disparu. On ne trouve pas sur la rive orientale pourtant proche une série relevée et déformée au point d'expliquer un déversement de deux kilomètres vers le Sud. Sur tout le pourtour du lac, les pendages restent forts plongeant sous celui-ci.

Dans les Préalpes lombardes, les glissements en masse sous l'effet de la gravité sont fréquents, dus aux forts soulèvements verticaux, aux dislocations provoquées dans la couverture, aux fortes pentes créées (Ière partie, chapitre 4). A l'est du Rodondone, la couverture de calcaires rhétiens est encore à 1000 mètres à la Punta Venture (G. Nangeroni, 1964). L'érosion et les glaciers ont déblayé les versants et réduit les altitudes des sommets. On doit admettre que les calcaires rhétiens après la seconde phase orogénique étaient sur le pourtour du synclinal à une altitude au moins égale et certainement supérieure à l'actuelle, ce qui donne par rapport au Montisola des pentes entre 20 et 40 %!. Il y a tout lieu de considérer le sommet allochtone du Montisola comme un paquet charrié, ayant glissé par gravité des anticlinaux de l'Almana ou du Rondondone à la suite d'un phénomène de décoiffement consécutif au fort soulèvement de cette bordure. Même de dimensions modestes, il a pu glisser sur une distance de plusieurs kilomètres, grâce à la forte pente. Le creusement du lac est postérieur et le passage entre Montisola et Sale Marasino est d'origine structurale, localisé entre le front d'une klippe et le versant d'origine, le creux topographique

était immédiatement mis à profit par les eaux, puis ensuite élargi par les glaciers.

- La bordure préalpine.

Au sud de la Punta dell' Orto, une série de plis Ouest - Est affectent la série sédimentaire jurassique et crétacée, mais l'inversion de relief est générale. L'anticlinal qui au sud fermait le lac d'Iseo, entre le Monte Alto et Provaglio, a été éventré par l'érosion. Il se poursuit par le Monte Delma et le Dosso dei Cugini, avant de disparaître sous le synclinal de San Vigilio - Concesio. Au nord, la ride anticlinale d'Uccelanda Magnoli est en creux entre les crêts crétacés du Pernice (899 mètres) et jurassique du Magnoli. Nulle part, les formes structurales ne sont marquées, à cause de l'homogénéité de la série calcaire. Si au sud d'Iseo il n'y a pas de trace d'aplanissement, elles apparaissent entre Provaglio et le Mella (figure 95). Les collines de la bordure sont tranchées vers 380 - 400 mètres : Monticello - Brusati, Monte Delma Madonna della Stella, Picastello. A l'ouest de Collebeato, le synclinal crétacé est nivelé, dominé par le Mont Peso qui fait figure de relief résiduel. Un aplanissement tranche le Crétacé au sud du synclinal de Polaveno, entre 700 et 750 mètres, se relevant vers l'Est. On peut lui raccorder les collines de même altitude immédiatement au nord de cette localité. Ce même niveau, se retrouve dans les replats vers 710 - 770 mètres entre les torrents Canale et Mella. Le réseau hydrographique est indifférent aux axes structuraux qu'il traverse et pousse ses sources jusqu'au synclinal de Polaveno, où il est concurrencé par les affluents de rive droite de la moyenne vallée du Mella.

L'aplanissement de la bordure du synclinal de Polaveno peut être rapproché de ceux de 6 - 700 mètres de part et d'autre de la vallée du Canale. C'est une même surface qui a tranché les plis et qui est relevée vers l'est, déformée par les mouvements postérieurs de la bordure préalpine. Le niveau de 380 mètres remarquablement développé à l'ouest et au sud n'est pas emboité dans le précédent et doit être assimilé à celui-ci. Le soulèvement s'est fait selon

un axe Ouest - Est sur la bordure du bassin de Polaveno, et avec un relèvement vers l'Est. Il est moindre sur les bordures. Au nord du Passo della Forcella, le niveau de 520 mètres est abaissé par une faille. Ce rejeu plus limité vers l'Ouest se traduit par un moindre encaissement des rivières, à peine marqué pour le Gandovere, très prononcé pour le Canale et le Mella.

L'évolution est comparable à celle de la bordure préalpine à l'ouest du lac d'Iseo. Un aplanissement a suivi une première phase de plissement (Miocène inférieur ?). Le relief est donné par la déformation de celui-ci, basculé vers l'Ouest et fortement disséqué par l'érosion. Les cours d'eau, comme dans le cas de l'Albenza sont établis, hormis les grands fleuves, en fonction de l'axe orographique correspondant au relèvement maximum. L'homogénéité de la série calcaire du Jurassique - Crétacé l'a préservé du dégagement de formes structurales, nombreuses à l'ouest d'Iseo.

- Le tracé des grandes vallées et le problème de l'évolution paléogéographique.

Aussi bien le Mella que le lac d'Iseo drainé par l'Oglio ont une direction méridienne perpendiculaire à ces axes structuraux, comme ils le sont plus au nord à la disposition structurale des assises sédimentaires et aux accidents en avant des klippes du Val Trompia. Au nord de Polaveno, on ne trouve pas trace d'un aplanissement; les efforts orogéniques, les cassures et la dégradabilité plus grande des dolomies triasiques n'ont pas permis leur préservation. Les séries calcaires très homogènes du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'est des Préalpes y ont été plus favorables.

Le lac d'Iseo ne semble pas correspondre à une fracture. Il y a de part et d'autre continuité des structures entre les bancs redressés de dolomies triasiques au nord, comme entre les structures plissées au sud. Il est possible que des failles aient dénivelé la partie centrale de l'anticlinal Monte Alto - Provaglio, qui ferme au sud le lac d'Iseo (G. Nangeroni, 1964) mais rien n'est certain, l'inversion du relief étant la règle dans cette partie de la bordure.

Le tracé méridien semble plutôt en relation avec un écoulement ancien, établi sur un relief à peu près aplani avant que de puissantes surrections ne construisent l'édifice actuel.

Les conglomérats (Miocène inférieur - moyen) du Montorfano de Rovato sont une pièce essentielle dans un essai de reconstitution paléogéographique (Ière partie, chapitre 3, II). Leur puissance (plusieurs centaines de mètres) et l'absence d'éléments cristallins ou métamorphiques montrent qu'une phase orogénique avait créé un relief déjà élevé sans toutefois qu'il y ait eu apparition du socle ou de la masse intrusive de l'Adamello. L'écoulement se faisait vers le Sud. Cette première surrection est antérieure ou contemporaine du Miocène inférieur. On peut lui attribuer la formation des grands plis Ouest - Est, parallèles à l'axe des Alpes internes. La démolition de ces reliefs fut active, par la vallée de l'Oglio qui se met en place à ce moment. Entre l'Adda et ses affluents qui drainaient le nord de l'Adamello, beaucoup moins élevé qu'aujourd'hui, une ligne de partage des eaux devait exister, mais il est impossible de la préciser. L'aplanissement de la bordure s'étendait-il loin vers l'intérieur ?. Il est certain que l'érosion avait dégagé une bonne partie des assises triasiques du massif du Val Trompia, puisque les masses charriées par gravité après son soulèvement comportent essentiellement des calcaires anisiens. C'est une preuve du rôle persistant de môle et de zone de soulèvement de ce massif. La fin des dépôts conglomératiques du Montorfano marque le terme d'une période d'érosion, avant qu'une nouvelle phase orogénique plus puissante que la précédente (Miocène supérieur) ne crée le relief actuel et dénivelle l'applanissement. Elle affecte la montagne, mais aussi la plaine où cassures et plis déforment la série miocène (Ière partie, chapitre 3, II, 3).

b) Les Préalpes entre Mella et Chiese.

A l'est du Mella, les sommets de la bordure gardent une allure massive, mais les Préalpes sont plus découpées. A l'est de Brescia, les alignements du relief prennent une direction Sud-Ouest - Nord-Est en rapport avec les dislocations de la bordure du lac de Garde. Cependant le problème essentiel est celui d'une vaste zone en creux, mais de relief très accidenté, le bassin d'Odolo.

- La "boutonnière" d'Odolo.

Un bombement à large rayon de courbure affectant la série sédimentaire triasique et liasique est évidé par l'érosion au sud du cours moyen du Chiese, donnant un paysage de collines aux formes adoucies dans le centre, qui vers les bordures s'élèvent pour atteindre et dépasser les 1000 mètres (figure 97). Vers le sud et l'est, elle est fermée par une muraille de calcaires dits de Zù, plus ou moins marneux, dominée par les calcaires blancs de la "Corna" (Rhétien supérieur, Lias inférieur). Vers l'ouest, les dolomies noriennes du Monte Conche - Doppio se trouvent à une altitude supérieure aux crêts de calcaires jurassiques du synclinal de Concesio. Au nord du Chiese, le relief s'élève très rapidement vers les contreforts de la zone dolomitique du sud du lac d'Idro.

L'existence d'une zone basse sur un bombement de dolomie principale est un cas unique dans l'ensemble préalpin où partout elle forme des reliefs élevés. Les accidents ne manquent pas : une série de failles Ouest-Est découpent le massif ainsi que d'autres moins nombreuses de direction méridienne, mais leur rejet n'est pas considérable. Elles déterminent dans la dolomie norienne des zones de broyage, dont le meilleur exemple est celui du Col de San Eusebio. Sa localisation est en rapport avec des cassures Ouest-Est et une mylonitisation de la roche qui ont favorisé l'action de l'érosion, découpant le relief en pitons acérés et en ravins profonds et actifs. Les climats froids du Quaternaire et la cryoclastie corrélative ont fortement contribué à cette action comme le montrent des poches de débris, mais le ruissellement postwürmien a déjà activement déblayé. Le relief actuel apparaît comme le résultat de l'action différentielle de l'érosion : la dolomie norienne n'est pas un faciès unique, homogène, Autour de blocs dolomitiques, des calcaires bitumineux noirâtres, et des bancs finement lités de dolomies (Menbro di Lumezzane des géologues italiens) ont été évidés par l'érosion. L'hétérogénéité du Norien rend compte de ce relief si découpé dans le détail où les blocs dolomitiques forment les sommets. Lorsque lithologie et structure combinent leurs effets, elles donnent des dépressions plus larges : c'est le cas de celle de Lumezzane, due à l'érosion déblayant les calcaires bitumineux et dégageant au nord un escarpement de faille

le long d'une cassure qui a relevé la dolomie principale. Au Sud-Est, les sommets plus élevés du Monte Doppo (I2I6 m) Monte Conche sont dus autant à la résistance des blocs dolomitiques qu'à une déformation tectonique, qui les a relevés et déversés sur le crêt oriental du synclinal de Concesio par un véritable chevauchement. Le mouvement est récent, postérieur à l'évidemment du bombement d'Odolo. Comme plus à l'ouest, deux phases tectoniques se sont succédées : d'abord des plis à large rayon de direction Ouest-Est, puis l'érosion a démoli les voûtes anticlinales, avant que des rejeux tectoniques relèvent les bordures et n'entraînent le chevauchement du Monte Conche.

Le centre de cette zone déprimée est le petit bassin d'Odolo. L'érosion a démantelé les dolomies et calcaires bitumineux du Norien, mettant à jour les assises tendres (calcaires et gypses) du Carnien supérieur dans la voûte même de ce bombement haché de failles. L'inversion de relief s'est-elle faite à partir d'un nivellement du relief ? Les reliefs taillés dans le Norien n'en présentent pas de trace, les faciès hétérogènes de cet étage, une rapide désagrégation physico-chimique dans ce matériel diaclasé et faillé n'en permettent pas la conservation. Ce sont les bordures de calcaires jurassiques qui ont gardé les témoignages.

- Les bordures méridionales.

A l'ouest, le synclinal de Concesio est fortement déprimé en son centre. L'érosion a dégagé quelques crêtes structurales à partir du Mella, mais ce sont des formes mineures, à côté de la crête en hémicycle donnée par les calcaires jurassiques : si au nord le Monte Palosso apparaît comme un crêt au-dessus de la dépression de Lumezzane, au sud du Monte Predosa - Monte Conche, les calcaires moins redressés sont tranchés vers I000 - I050 mètres par des traces d'aplanissements qui recoupent la "Corna" (Rhétien - Lias) à la Colma Dosso Lungo et les calcaires du Corso et du Medolo (Predosa, Dosso, Valero, Spina, Faeto). La reprise d'érosion à partir de la plaine a bien disséqué le relief sans les détruire totalement. Un rapprochement avec les aplanissements voisins de Collebeato et de la bordure méridionale du poljé

de Polaveno s'impose. La seconde phase tectonique avec le relèvement et le chevauchement du Monte Conche a fait rejouer les structures anciennes : le synclinal de Concesio, nivelé par l'érosion a vu sa bordure soulevée et portée en altitude, et son centre se déprimer tectoniquement pour donner cette cuvette évasée aux bords relevés, cas similaire à celui du synclinal de Sale Maresino vu précédemment.

La bordure méridionale et orientale, entre Brescia et le Chiese a subi une évolution semblable. De Caino par le Col de San Eusebio jusqu'au Monte Tre Cornelli, les calcaires de Zu et la "Corna" infra-liasique forment une crête continue au-dessus de la boutonnière d'Odolo. En arrière de Cima Meder, les grands plateaux karstiques qui s'abaissent vers Serle ont leur surface qui tranche les plis et les failles. L'aplanissement n'est pas parfait, la dissolution karstique intense dans les calcaires résistants et très purs de la Corna y a creusé des dépressions allongées, des champs de dolines allongées sur les grandes cassures comme celui de Villa à Cascina Alverodi, localisé entre deux failles de faible rejet, encadrant un graben et nivelées par l'aplanissement, (figure 98). Il est dominé par quelques reliefs résiduels karstiques typiques, comme les Monts San Bartolomeo, Zeno.. A sa surface, les débris cryoclastiques sont peu abondants à cause de l'absence de reliefs saillants notables, de l'homogénéité et de la dureté des calcaires de l'Infra-Lias. Cette masse calcaire portée en altitude est maintenant soumise à un enfoncement profond des eaux par le moyen des dolines et des entonnoirs qui parsèment sa surface. Deux problèmes morphologiques sont posés : la datation des mouvements qui ont relevé l'ensemble et celle de l'aplanissement réalisé antérieurement à ceux-ci.

L'aplanissement n'est préservé dans sa continuité que sur le bord septentrional, mais il s'abaisse très rapidement vers la vallée du Chiese par une série de flexures et de failles. L'ensemble des plateaux calcaires de Serle est un bloc basculé relevé au nord par un rejeu du bombement d'Odolo, ou pour le moins de sa bordure sud, relevé au sud dans de moindres proportions à partir d'une faille bordière qui se suit de Gavardo à Nuvolera. Les collines du Paitone Budellone ne sont qu'un gradin de faille en avant de la cassure principale.

Le long de l'une et de l'autre on rencontre de très nombreux miroirs de faille. Elles sont dans le prolongement de la bordure orientale du lac de Garde et du Monte San Bartolomeo où le Pliocène est dénivelé de plusieurs centaines de mètres. L'escarpement de faille très frais de Gavardo - Nuvolera doit être rapporté à cette phase tardive villafranchienne dont on a vu l'importance dans l'ensemble des Préalpes lombardes. Il est en tout état de cause antérieur aux dépôts lacustres pré-mindeliens de Gavardo, qui ne sont pas déformés et doivent être attribués au Villafranchien. C'est à partir de cet escarpement que les rivières ont entaillé le plateau et que l'érosion a modelé la bordure en versants réglés pendant les périodes froides du Quaternaire.

L'aplanissement s'intercale entre deux phases tectoniques. La première a cassé et plissé la série sédimentaire jurassique et crétacée, que l'on retrouve dans de véritables pincées synclinales comme celle de Castello - San Gallo. La seconde récente s'est traduite par un soulèvement général et des cassures importantes mais localisées sur la bordure orientale. L'étude des reliefs à l'ouest de Brescia avait permis d'attribuer les premiers mouvements au début du Miocène. On ne dispose pas à l'est de Brescia, d'éléments aussi précis. Le Miocène inférieur et moyen de faciès argileux, plissé et faillé (figure I7) est nivelé par la transgression pliocène. Sur les bords du lac de Garde, l'Oligocène et l'Aquitanien sont des calcaires gréseux et à glauconie, mais le Miocène moyen est absent. Dans la plaine, les sondages n'en révèlent qu'une faible épaisseur au sud de Brescia. La régression pré-pliocène commence vraisemblablement dès ce moment, en même temps que la première phase tectonique. L'aplanissement doit être attribué au Miocène, sinon au début du Pliocène, avant le grand relèvement villafranchien, de la bordure orientale. La première phase orogénique est un peu postérieure à la datation avancée dans la partie occidentale des Préalpes, mais elle apparaît moins forte que la phase villafranchienne. Vers Brescia, celle-ci fait rejouer les axes structuraux, relevant le Monte Maddalena. Le réseau hydrographique recoupant dans ses grands axes le relief créé par les derniers mouvements tectoniques confirme l'évolution qui vient d'être retracée dans cette partie des Préalpes.

Le Vrenda recoupe la bordure des plateaux de Serle au point où ceux-ci s'abaissent au nord de Gavardo et s'insère entre ceux-ci et le chevauchement de la Selva Piana, mais le cours du Chiese suit la bordure nord de la boutonnière d'Odolo et tranche une série d'axes tectoniques. En aval du lac d'Idro, la rivière emprunte une bande de marnes et de calcaires du Carnien. La convergence du réseau hydrographique vers Vestone et Ponte Nozza se comprend par les reliefs donnés au nord par les charriages du Val Trompia (Pontien) et la série d'écailles tectoniques qui hachent la série triasique au nord de Vestone et Lodrino. Les eaux s'écoulaient vers le Sud-Ouest par le bassin d'Odolo vers l'actuel amphithéâtre morainique du lac de Garde, qui est resté jusqu'au Villafranchien une zone basse. Entre Ponte Nozza et la plaine, la rivière traverse l'anticlinal faillé du Monte Poffe par une gorge étroite, recoupe une série de failles méridiennes, dénivelant la dolomie principale vers Sabbio Chiese, puis une série de plis entre Pavone et le Monte San Bartolomeo di Salo. Si le tracé suit quelques accidents locaux notamment une faille Ouest-Est entre Carpeneda et Vobarno qui explique le crochet que fait la rivière vers le Nord, elle s'est enfoncée sur place lors du relèvement villafranchien comme le prouvent les conglomérats pontiens et les argiles pliocènes portés à près de cinq cents mètres au San Bartolomeo di Salò, tout proche.

CONCLUSION :

Dans l'ensemble préalpin entre Garde et Chiese, l'étude morphologique permet les conclusions suivantes :

- Le relèvement du massif du Val Trompia n'a entrainé que des charriages limités.

- Une première phase orogénique donne des plis Ouest - Est, plus vigoureux dans la partie occidentale où elle commence dès la fin de l'Oligocène, en plis lourds et plus tardive à l'est. Les reliefs créés ne semblent pas avoir été importants et sont aplanis avant la phase ponto-villafranchienne.

- Celle-ci a été importante à l'est comme à l'ouest, créant les reliefs actuels. Les mouvements villafranchiens ont plus d'ampleur vers Garde, que vers Iseo où l'on n'en trouve pas de preuve décisive. La surrection du massif ancien du Val Trompia entraine le creusement de vallées longitudinales dans les bandes de roches tendres, en bordure des chevauchements dans la couverture triasique proche. Celles-ci se branchent sur un réseau hydrographique de direction méridienne ou vers la cuvette de Garde (Chiese). Le soulèvement général de la bordure préalpine, plus disloquée à l'est qu'à l'ouest n'a pas amené de changement important, la pente vers le Sud et la subsidence padane, traits anciens et permanents, n'ont fait que s'accuser.

- Les restes d'aplanissement miocène sont plus fréquents vers l'Est par suite de la grande épaisseur des calcaires liasiques sur la bordure. Mais ils n'ont qu'un rôle limité dans le relief. Leur démantèlement s'explique par la forte érosion plio-quaternaire (Ière partie, chapitre 3, 5).

II - LES PREALPES DE GARDE.

A l'ouest du lac de Garde et au nord de Riva, les Préalpes lombardes sont moins élevées mais encore plus massives, qu'au sud du Chiese. De grandes masses de dolomies plissées, fracturées, et parfois charriées sont coupées par d'étroites vallées en gorges. Au sud de Riva del Garda, la dolomie principale est charriée sur le substratum sédimentaire autochtone, tandis qu'au nord une série de fractures méridiennes hachent des plis lourds développés dans les terrains autochtones d'âge secondaire.

I°) Les Préalpes entre les lacs de Garde et d'Idro.

Le massif compris entre ces deux lacs, le Chiese et la vallée de Ledro au nord est une des régions les plus rudes des Préalpes, constituée en grande partie par une masse de dolomie norienne, intensément fracturée. Le charriage de la dolomie principale est le fait essentiel, conditionnant l'existence des dépressions de Garde et d'Idro.

a) Le charriage du lac de Garde.

Il a été relevé dès I88I par les travaux de B. Bittner. Les vallées descendant vers le lac de Garde montrent un chevauchement de la dolomie principale sur le Jurassique et le Crétacé de plus de 6 kilomètres à l'ouest de Campione del Garda. L'ampleur et le style le distinguent de ceux du Bergamasque. De Castello di Gaino à Limone, son front est continu, très dentelé, mais en ligne droite atteint 25 kilomètres. Aucune autre masse charriée ne présente une telle longueur, et une aussi grande continuité. Elle ne s'est pas disloquée en une série de massifs, mais forme un ensemble unique, hormis quelques avancées isolées maintenant par le travail de l'érosion (Castello di Gaino). Si au nord, le recouvrement est important (de l'ordre de plusieurs kilomètres), il se réduit au sud où il passe à un pli couché affectant la couverture de Rhétien et de Lias (Corna del Sera au nord de Toscolano). Plus au sud il se raccorderait au flanc inverse de l'anticlinal de Monte Spino (J.P. Cadet) passant aux plis de couverture assez lâches des terrains mésozoïques au nord du coude du Chiese et de Salo. La poussée génératrice du charriage a été plus forte au nord qu'au sud. Les études de M.B. Cita (I95I), A. Castellarin (I964), J. Geyssant, (I963), J.P. Cadet (I965) s'accordent sur la faible inclinaison du plan de charriage dans la zone centrale (Dosso della Forca, Cima dell' Estre) qui devient plus forte au nord et à l'ouest. La découverte par R. Rossetti (I967) d'assises marneuses du Carnien supérieur montre le rôle qu'elles ont pu jouer dans le glissement vers l'Est de la masse rigide des dolomies noriennes.

Le problème est celui de la formation de ce charriage : est-il dû à une longue faille inverse qui sous l'effet d'une forte poussée très continue, véritable "vis a tergo" (A. Castellarin, I964) aurait vu son regard venir chevaucher sur une grande distance un compartiment abaissé ?. Doit-on au contraire admettre un glissement en masse sous l'effet de la gravité comme dans les montagnes bergamasques ?.

La première hypothèse requiert une poussée dont la structure du massif dolomitique n'offre pas de preuve évidente. A l'ouest du front de chevauchement, la dolomie norienne est dénivelée, cassée par un grand nombre de failles, sans qu'il y ait de très forts rejets, ni de

déformations de type faille pli ou pli-faille déversés vers l'Est. Sur le front de chevauchement, les géologues relèvent des pendages assez faibles. Enfin il n'existe pas à l'ouest, vers le Val d'Idro, la preuve de mouvements tangentiels importants : on a vu que la faille judicarienne, normale au nord passait au sud de Daone, à une forte flexure puis à une faille inverse dénivelant l'épisse série permienne. Le soulèvement du massif du Val Trompia implique des déformations verticales, mais non un déplacement latéral.

La surrection du massif du Val Trompia et de l'Adamello, selon des mouvements verticaux a créé la pente nécessaire au déplacement sous l'effet de la gravité d'une importante masse rigide, pour peu qu'elle ait eu une assise plastique à sa base (figure 99). L'étude des masses charriées du Bergamasque a montré qu'elles ne présentaient pas de plis déversés, mais des cassures, d'autant plus nombreuses que la masse était rigide et étendue, ce qui se vérifie dans le quadrillage très dense des fractures (R. Rossetti 1966) et la disposition peu bouleversée des assises du Norien. Le fort soulèvement de l'Adamello et de sa bordure méridionale a créé une pente vers la zone basse du lac de Garde, mais non une forte poussée tangentielle. D'après K.A. de Jong (1968), le déplacement a poussé vers l'Est l'escarpement d'une faille normale dont la partie supérieure a décollé. On peut se demander s'il est nécessaire d'admettre une telle dislocation pour expliquer le charriage. Le pli couché de la Corna del Sera, à l'extrémité méridionale, prouve qu'il est possible de passer d'une déformation, exagérée par la poussée tectonique jusqu'au point de rupture, à un recouvrement.

Mais à l'inverse des Préalpes Bergamasques, le plan de charriage est à contre pente du plan de glissement initial, incliné vers l'Est - Sud-Est, toute la question est celle des rapports entre la tectonique du soubassement autochtone et du charriage : soit que la puissance du charriage ait été suffisante pour vaincre une contre pente, soit que le soubassement ait été soumis à des déformations postérieures à la mise en place.

A. Castellarin (1964), se rangeait à la première hypothèse : ce sont les charriages qui par leur poussée ont déformé le soubassement

autochtone d'âge jurassique et crétacé. Si des déformations locales, des rebroussements peuvent leur être attribués, les charriages les plus étendus vers l'est et notamment celui du Castello di Gaino recoupe les structures sous-jacentes : une première phase orogénique avait plissé le soubassement et le relief était aplani plus ou moins parfaitement avant le charriage. La structure du soubassement présente une série de plis parallèles au rivage du lac, mais courts. Les synclinaux à coeur de scaglia Crétacé et Eocène sont déversés vers l'est, et les anticlinaux ont des allures de plis en genou (Monte Castello), ou de pli coffré (Monte Denervo). Une série de failles orthogonales dénivelle par de faibles gradins le versant méridional de l'anticlinal de Tignale. Celui-ci cassé par des failles bordières, est soulevé en horst.

Une phase tectonique avec cassures s'est surajoutée postérieurement au plissement du substratum, coupant les plis et donnant les reliefs les plus élevés. Au sud du Castello di Gaino, l'inversion du relief est générale, les vallées actuelles se logeant dans les axes anticlinaux. La phase orogénique tardive marquée par un soulèvement et des cassures est prouvée par le Pliocène porté à 465 mètres au San Bartolomeo di Salo (figure 100), c'est une phase récente, pour le moins fini-pliocène.

C'est à cette phase orogénique récente qu'est due l'inclinaison vers le Nord et le Nord-Ouest du plan de charriage de la dolomie principale. Celui-ci a été relevé à l'est par la tectonique. Partout des reliefs structuraux sont en rapport avec les failles (bordures du Monte Denervo) ou le creusement par érosion différentielle des fonds de synclinaux bourrés de scaglia crétacée comme la vallée de Costa. Nulle part on ne remarque de trace d'aplanissement.

Le bord occidental du lac de Garde est dû à cette surrection récente. Il correspond à une longue fracture, avec abaissement du bloc oriental. L'origine tectonique de cette dépression a été évoquée (Ière partie, chapitre 3) : la série sédimentaire tertiaire se retrouve aussi bien au nord (Monte Brione) qu'au sud du lac (Manerba) et comporte des assises éocènes, oligocènes et miocènes (jusqu'au Langhien). C'est en fonction de cette zone basse qu'a pu

se faire le charriage de la dolomie norienne. Elle a été plissée, puis cassée postérieurement. La dépression lacustre est un synclinal miocène, faillé sur son bord Ouest et abaissé. Sur la rive orientale, les couches mésozoïques flexurées, constituent le flanc opposé. De cette faille, le Monte Bartolomeo, déjà cité, en apporte une preuve, mais le tracé rectiligne du lac de Salo à Riva recoupe les axes des plis et même le chevauchement dolomitique vers Riva. Bien que son existence soit discutée par les italiens, elle ne paraît pas donner lieu à beaucoup de contestations : c'est le lien entre l'accident bordant les plateaux de Serlé au sud et le faisceau de failles de Riva au nord !.

La question est de replacer dans le temps ces phases orogéniques. Là encore les affleurements du Monte San Bartolomeo sont précieux. Sous les argiles pliocènes se trouve un conglomérat grossier dont la datation est indubitable, et ne peut être confondu avec des dépôts quaternaires. C'est une accumulation de type torrentiel, présentant une succession de bancs de matériel moyen (quelques centimètres) et de blocs grossiers, mais aux angles émoussés. Le pendage est plein sud. Les éléments sont exclusivement préalpins (calcaires et dolomies, quelques radiolarites). Des dépôts similaires se retrouvent sur la crête voisine de la Corna Bussarola. Leur position stratigraphique et topographique exclut tout rapprochement avec la phase fini-pliocène et villafranchienne. Ce sont des dépôts synorogéniques pontiens, témoignant d'une forte surrection des Préalpes sédimentaires en rapport avec le charriage du lac de Garde.

On doit admettre sur le pourtour du lac de Garde au moins trois phases orogéniques dont les effets se sont surajoutés :

I°) Un soulèvement des bordures donnant une série de plis de couverture, peut-être d'âge oligocène - miocène inférieur, en rapport avec les "pulsations tectoniques" décelées par F. Ulcigrai (1966) dans l'étude des faciès de la série détritique du Monte Brione. Elle a été suivie d'un aplanissement relatif du relief permettant le charriage de la dolomie.

2°) à la fin du Miocène, la phase pontienne est plus puissante : le soulèvement de l'Adamello et de sa bordure entraine le glissement en masse de la dolomie, des plis et des fractures avec déversement vers l'est, une forte érosion et des épandages grossiers (San Bartolomeo et peut-être les conglomérats de Sirmione et Muscoline).

3°) après la transgression pliocène, des failles méridiennes dénivellent la bordure occidentale, créant le relief actuel avant l'avancée des glaciers.

b) Les régions dolomitiques entre le chevauchement bordier du lac de Garde et le lac d'Idro - Problèmes généraux du réseau hydrographique.

La connaissance de cette région, a été renouvelée par les travaux de R. Rossetti (1960, 1966), qui ont montré les faciès hétérogènes du Norien et l'importance des lignes de dislocation. Si les faciès dolomitiques en bancs épais dominent, ils passent latéralement à des calcaires bitumineux plus friables (calcaires de Treviso, de Valvestino, de Zorzino) et l'ensemble est couronné par les argilites de Riva di Solto et les calcaires de Zu (formation de l'Azzarola). Les calcaires et dolomies bitumineuses fréquents dans la partie supérieure du Norien ont été plus facilement excavés par l'érosion et ne sont conservés que dans les bassins d'effondrement : Caprovalle, Cima Foppia, Monte Calva. Le creusement du lac d'Idro est dû à ces faciès plus tendres : les calcaires bitumineux se retrouvent sur les deux rives, aussi bien au sud de Bondo, qu'au nord d'Anfo. Les glaciers quaternaires les ont plus facilement déblayés que les masses de dolomies en gros bancs. Rarement ils constituent des sommets notables : la Cima Tombea, le Dosso delle Saete, le Monte Cingla, la Cortina sont des horsts de dolomie en gros bancs. Le Monte Lavino et le Corno Spezzato sont donnés par les calcaires de Zu, mis en valeur par l'érosion différentielle et situés dans un bassin d'effondrement. C'est à celle-ci que l'on doit le dégagement de tous les escarpements liés aux failles, car l'hétérogénéité des faciès l'a rendue maitresse de l'évolution morphologique. Elle n'est jamais allée jusqu'à une inversion de relief, sinon au nord où les crêtes

du Monte Lavino, Corno Spezzato et Monte Tremalzo (I974 mètres) se dressent au-dessus des sommets voisins et atteignent des altitudes comparables à celles de la Cima Tombea (I946 mètres) et du Monte Caplone (I976 mètres). Les premières sont dues à la forte épaisseur des calcaires de Zu préservés dans un vaste bassin d'effondrement Sud-Ouest - Nord-Est. Ces altitudes semblables dans la partie septentrionale du massif ne peuvent soutenir l'hypothèse d'un aplanissement ancien : ce ne sont que des crêtes acérées. Nulle part on ne trouve dans ces reliefs découpés et disséqués, de traces d'anciens niveaux d'érosion !.

A une première phase tectonique en lourds bombements dans cette couverture rigide, les tensions orogéniques ont superposé un réseau très dense de fractures de plus ou moins grande ampleur, plus nombreuses à l'ouest près du lac d'Idro. Les failles Nord-Est, Sud-Ouest ont accentué les zones d'effondrement ou de relèvement tectonique : le massif Monte Lavino - Monte Tremalzo est un synclinal, bordé et abaissé par le jeu d'une série de failles périphériques, tandis que la Cima Tombea est l'extrémité d'un bombement anticlinal relevé et découpé par une série de cassures.

Ces cassures très nombreuses ne présentent pas une orientation dominante, mais les plus continues sont Ouest-Est, voire Ouest - Sud-OUest, Est - Nord-Est. Elles sont parallèles au front de chevauchement et liées directement aux résistances engendrées par le glissement vers le Sud-Est et le charriage consécutif. Elles sont recoupées par quelques grandes cassures méridiennes, effet des tensions causées par le déplacement inégal des différentes parties d'une masse rigide. Les autres fractures très diverses dans leur direction sont moins continues et s'articulent sur ces tronçons Ouest-Est et méridiens. On peut y voir le contrecoup du relèvement de la bordure du lac de Garde et d'un abaissement avec compression de la région occidentale coincée contre la ligne judicarienne, d'où des dislocations particulièrement nombreuses à l'intérieur des blocs dont les contours étaient déjà dessinés.

Le surcreusement du lac d'Idro et l'ouverture de la vallée du Chiese en amont de celui-ci est en relation avec un ensemble de conditions structurales et lithologiques (chapitre précédent I, 4°). En bordure de la ligne judicarienne et au point de contact de celle-ci avec les masses de dolomies déplacées, elle utilise dans la partie septentrionale du lac une zone de calcaires bitumineux en positions synclinale, cassés par des failles. Cette adaptation de l'hydrographie aux structures n'est pas la règle générale à l'intérieur du massif : le réseau hydrographique utilise assez peu les lignes de fractures jalonnées par des bandes de brèches tectoniques. C'est le fait des courts torrents descendant vers le lac d'Idro (Valle dei Fondi, Val Grande, Val di Piombino)ou de quelques tronçons des rivières plus importantes s'écoulant vers le Sud-Est (Valle di Vesta, Valle dei Mulini, Val Singol). Les longues vallées du Toscolano et du Torrent Agna traversent la plus grande partie du massif recoupant les axes structuraux. Sur la bordure du chevauchement, la vallée de la Costa emprunte un synclinal crétacé à l'est du bombement du Monte Denervo, franchit le chevauchement avant de rejoindre le cours du Toscolano. Celui-ci se trouve enfoncé sur le revers du front du charriage qu'il longe sur cinq ou six kilomètres, avant de le couper pour traverser le bloc charrié du Castello di Gaino.

On peut légitimement douter que la reprise d'érosion à partir du lac de Garde ait été assez puissante pour pénétrer aussi loin à l'intérieur du massif en négligeant absolument les données de la structure. Sur le bord du lac d'Idro, les torrents n'ont que quelques kilomètres de long. Au nord du Toscolano, le torrent Campione draine la seule vallée importante et n'a guère qu'une dizaine de kilomètres !. Elle s'est installée par érosion régressive à partir du bassin lacustre de Garde, et en fonction du fort relief créé par le chevauchement. Le réseau hydrographique du Toscolano et de ses affluents s'est installé en fonction d'une pente vers le Sud-Est, donnée par le soulèvement de l'Adamello et du massif du Val Trompia, et s'est encaissé sur place après le glissement de la dolomie et le soulèvement de la bordure. Il se trouve maintenant en position anormale par suite du soulèvement de la bordure du lac de Garde, qui en a renversé l'inclinaison du plan de charriage et favorisé le recul du front de la nappe.

Malheureusement les témoignages d'une telle évolution manquent et l'on ne retrouve pas dans les vallées extrêmement encaissées de dépôts bien datés. Les conglomérats pontiens du San Bartolomeo n'ont que des éléments locaux, et leur aspect torrentiel prouve une origine proche. Les cailloutis bien roulés de Preseglie sur la vallée du Chiese (Bassin d'Odolo) sont antérieurs à la glaciation mindelienne, mais ne comportent que des roches sédimentaires en cailloutis bien roulés, mais d'origine proche. Dans la vallée du Chiese, les rares affleurements de ceppo sont tellement cimentés que l'on ne peut se faire une idée de leur composition. Le cours actuel du Chiese par le Val Sabbia et le lac d'Idro ne date t-il que du Quaternaire moyen ?. La vallée du Chiese n'aurait-elle été ouverte et modelée en auge qu'à partir du moment où les grandes glaciations quaternaires (Günz) auraient emporté les interfluves, aidés par le torrent drainant le Val Sabbia, qui lui-même aurait reculé ses sources jusqu'au lac d'Idro ?. Les interfluves actuels entre Toscolano et le lac se situent vers 950 mètres, ce qui supposerait un creusement vers le lac d'Idro, de l'ordre de 500 à 600 mètres pendant le Quaternaire !. C'est énorme.

F. Caldera (1916) pensait que le Chiese pré-quaternaire empruntait le bassin lacustre d'Idro pour déboucher au sud du lac de Garde. Comme la précédente, cette hypothèse ne s'appuie pas sur des affleurements bien datés, mais elle n'en reste pas moins vraisemblable. Il en va de même de celle qui prolongerait le Caffaro de son cours actuel par le Val d'Ampolo vers le lac de Ledro. Dans tous ces cas, il est possible que les premiers glaciers quaternaires bloqués par des gorges profondes, taillées dans les masses de dolomies aient bifurqué pour emprunter le couloir actuel Idro / Chiese par un phénomène semblable à celui qui a détourné les glaces de la vallée de l'Adige vers Garde. Plus au nord le tracé du Sarca, franchement Ouest - Est resterait l'unique témoin d'un réseau hydrographique orienté en fonction d'un relief assez différent et qui s'est maintenu en place.

On ne peut donc conclure avec certitude sur le dessin du réseau hydrographique pré-quaternaire dans cette partie des Alpes, vu l'ampleur des mouvements tectoniques récents, les perturbations apportées par l'action des glaciers. Mais le cours actuel du Chiese

par Idro et le Val Sabbia est d'origine récente et ne s'est peut-être ouvert qu'avec le villafranchien.

2°) Les Préalpes de Garde au nord du lac de Ledro.

Le lac de Ledro et la vallée de Tiarno marquent une coupure dans le relief préalpin. Vers le nord, le relief va s'élever progressivement jusqu'aux sommets de la Brenta, où il dépasse 3000 mètres. D'autre part le style tectonique change rapidement : aux recouvrements de la partie méridionale des Préalpes font place des charriages limités, puis des failles méridiennes d'âge récent dénivelant fortement une série autochtone allant du Trias à l'Eocène. Dans cet ensemble, on peut distinguer la partie méridionale et occidentale où domine une structure en écailles, tandis que dans l'Est et le Nord, le socle et des accidents prolongeant la faille bordière du lac de Garde donnent de grands escarpements tournés vers l'Est.

a) les Préalpes entre le lac de Ledro et la vallée de Ballino.

Au nord du Monte Tremalzo et de Limone del Garda, un abaissement des axes structuraux fait plonger la dolomie principale du chevauchement sous la série sédimentaire mesozoïque. Elle ne réapparaît au delà du lac de Ledro que dans les fronts de chevauchements (Cogorna, Vies, Corno d'Impochea) et sur les bords de la vallée judicarienne. Le soulèvement et les déplacements tangentiels ont été moindres que plus au sud.

Sur le bord du lac de Garde, le chevauchement perd progressivement de son ampleur avec l'abaissement des axes de la structure : vers le débouché de la vallée de Ledro (Cascata del Ponale), ce sont les calcaires rhétiens qui forment la bordure par un bombement anticlinal cassé de faille, déversé vers l'Est où il vient chevaucher les assises liasiques. Vers Riva et au nord de cette ville, il passe à un pli en genou avec rupture du flanc inverse, puis très rapidement il devient un anticlinal dissymétrique cassé par une faille inverse

avec effondrement du compartiment oriental déterminant l'origine tectonique de la partie occidentale de la plaine de Riva. Vers cette localité, la cassure de l'anticlinal se confond avec la faille bordière du lac de Garde, qui au sud tranche le front du chevauchement de dolomie norienne et le soubassement autochtone relevé. Au nord de Riva, la faille dont le rejet est encore considérable a fait disparaître la moitié occidentale du synclinal perché miocène du Monte Brione. Celui-ci se présente sous l'aspect bien connu d'un volet synclinal relevé vers l'Est avec un fort plongement des couches vers l'ouest. L'effondrement le long du bord oriental de la faille bordière en basculant les couches miocènes les a enfouies à plusieurs centaines de mètres, préparant ainsi la convergence du réseau hydrographique et le passage des glaciers.

A l'ouest du bombement de calcaires rhétiens formant les escarpements abrupts de la rive du lac entre Limone et Riva, une suite de plis lourds affecte la série des calcaires liasiques, épaisse de 600 mètres. Les synclinaux sont étroits et allongés Sud - Nord. Comme dans la partie la plus méridionale des Préalpes de Garde et de Brescia, l'inversion du relief y est la règle à peu près générale. La dépression du lac de Ledro correspond à un bombement évidé, élargi par l'érosion et les glaciers quaternaires, dans des faciès bitumineux du Norien. Les principaux sommets sont des crêts de calcaires rhétiens (Corno, Cima Casetta) ou liasiques (Monte Pari, 1991 mètres). La puissance et la massivité des séries triasiques et liasiques ont imposé des plis lourds et gêné le dégagement des formes structurales. Ce n'est que, à l'ouest, vers le Val dei Concei que le relief s'aère et devient plus hardi.

La série des plis méridiens, avec synclinaux à fond de scaglia crétacée a été disloquée par un soulèvement postérieur avec poussées tangentielles vers l'Est et le Sud-Est, donnant deux écailles de direction semblable au chevauchement de dolomie principale de la partie centrale (figure 101). Cette poussée s'est organisée de part et d'autre d'une ligne de dislocation Est - Ouest ou faille transversale Vies - Trat (M. Cadrobbi, 1944), interprétée par M. Bonneau (1969) comme une faille de décrochement, qui se prolonge jusqu'à la vallée

du Chiese. Il y a lieu d'y voir une dislocation correspondant sans doute à un accident profond.

Elle a joué un rôle important : les poussées ont été plus fortes au nord de la faille Vies-Trat où le prolongement du synclinal à fond de scaglia éocène de la vallée di Groina est déplacé de 2 kilomètres, 500 vers l'Est et se trouve maintenant sur le flanc occidental du Val dei Concei, et dans son ensemble le compartiment au nord du décrochement se trouve déplacé d'une distance analogue dans cette direction.

Cette poussée vers l'est a repris et exagéré des accidents méridiens. Au nord de la dislocation Vies - Trat, le chevauchement de Gui donnant les sommets escarpés du Corgona, Dosso della Torta trouvait son prolongement dans la faille cassant l'anticlinal coffré du Monte Molnae. Celle du Corno d'Impichea avait le sien dans le chevauchement de Lenzumo, au sud de la faille de décrochement. Mais au sud les déformations ont été moins importantes qu'au nord : le chevauchement est une faille inverse déformée cassant un anticlinal de calcaires triasiques et venant près de la dislocation Vies - Trat chevaucher le synclinal crétacé de la Bocca di Trat.

Au nord, les prolongements de ces deux accidents sont des chevauchements beaucoup plus importants, mais de dessin et de direction différents. Le plus oriental (ou ligne de Gui, M. Cadrobbi, 1944) voit son recouvrement s'accroître vers le Nord, et il est le plus important au Monte Cogorna, où il chevauche à la fois l'accident oriental, et la bordure du synclinal crétacé de Ballino !. Par contre, le plus oriental est dans le prolongement de la faille transversale Vies - Trat, l'axe de poussée est plus au Sud, franchement vers l'Est comme le précédent. C'est un véritable coin qui trouve son déplacement le plus important au Sud du Monte Tofino, où il recouvre tout le synclinal de la Bocca di Trat.

L'axe principal de la déformation est au nord pour le premier, au sud pour le second, bienque le style soit identique.

Malgré l'importance des mouvements tangentiels (déplacement de l'ordre de 2 kilomètres vers l'Est) les fronts restent à des altitudes élevées voisines des 2000 mètres pour les points les plus hauts, mais inférieures à ceux du synclinal perché du Monte Cadria (2254 m.), déplacé lui aussi vers l'Est. Les grandes failles de Gui ou de Trat ont cassé un relief plissé, inversé dont les voûtes anticlinales étaient déjà creusées et constituaient un point de faiblesse qui s'est rompu. La cassure a fourni le plan de charriage. Comme plus au sud, ces déplacements doivent être rapportés à la surrection de l'Adamello, entrainant un mouvement vers l'Est, à partir de quelques axes de rupture. Ils s'opèrent de façon différente au nord et au sud de la faille de décrochement Vies - Trat.

L'évolution de la région apparaît complexe, sous l'effet de deux phases orogéniques très différentes. Les axes anticlinaux et synclinaux de direction Nord - Sud sont les témoins d'un premier soulèvement qui plisse la région des bords du lac de Garde selon un style déjectif en larges bombements, encadrant des synclinaux plus étroits. Ils peuvent être rapprochés de ceux qui ont été observés sur la rive du lac de Garde près du cours du Chiese. Ils ont été repris par le relèvement postérieur. Les voûtes anticlinales étaient alors fortement creusées et déblayées par l'érosion puisque la surrection postérieure qui les a repris dans leur axe ne les a pas portées à une altitude supérieure aux fonds des synclinaux, eux aussi fortement soulevés. Le Monte Cadria est un synclinal perché venu chevaucher le synclinal oriental du Val dei Concei (figure 101).

Cette seconde phase orogénique s'est faite en deux temps d'abord une série de cassures sur les axes anticlinaux, puis par une poussée vers l'Est des chevauchements plus ou moins importants, plus considérables au nord de la dislocation Vies - Trat qu'au sud de celle-ci. On doit lui attribuer par contrecoup le relèvement de la bordure orientale avec le recouvrement des calcaires rhétiens sur les bords du lac de Garde. Son caractère essentiel (relèvement et poussée vers l'Est) la rapproche du soulèvement de l'Adamello et du charriage de la dolomie norienne, à l'ouest du lac de Garde. Mais à l'est des grands chevauchements de Vies et de Trat et du chevauchement bordier

du lac de Garde, le style tectonique ne comporte pas un déplacement vers l'Est des grands accidents.

3°) Les Préalpes au nord de Riva.

Au nord de Riva del Garda, le relief tout en restant élevé est plus aéré qu'à l'ouest. Il se décompose en une série de couloirs de direction méridienne, mal dégagés par l'érosion et encombrés de dépôts morainiques, entre des massifs encore élevés, dépassant fréquemment les 1500 mètres et bordés par de véritables murailles. Vers le Sud, ils plongent sous le bassin de Riva, tandis qu'au nord ils se relèvent avant d'être coupés par la vallée du Sarca.

C'est une série d'anticlinaux et de synclinaux cassés par des failles. Les failles ont découpé les bombements en une série de blocs basculés : les axes synclinaux ont été affaisés en grabens, bordés par des failles donnant des escarpements très frais de plusieurs centaines de mètres (figure 102). Le Monte Lomasone en est l'exemple le plus caractéristique. C'est un demi-anticlinal dont ne subsiste que la moitié occidentale relevé tectoniquement, tandis que le flanc oriental abaissé a totalement disparu : la vallée du Lomasone à l'ouest est un synclinal abaissé en graben où est conservée la série sédimentaire du Jurassique, Crétacé et même l'Eocène plissé, qui au nord tapisse le fond du synclinal de Stenico. La chaine du Brento à l'ouest du Sarca est un anticlinal relevé en horst et cassé en son milieu par une faille abaissant légèrement le bloc occidental. Mais vers le Sud, les failles sont plus nombreuses découpant en mosaïque l'ancien bombement : l'axe du relief correspond à une voûte anticlinale, relevé en horst par deux failles. Vers Arco, l'abaissement se fait vers la vallée du Sarca par des gradins de failles. Partout les escarpements sont dus à la tectonique tant par les miroirs très frais que les dénivellations des couches éocènes et crétacées très friables (scaglia) conservés dans les grabens et parfois soulevés à plus de 1000 mètres. Celles qui bordent la vallée du Sarca ont rejoué à l'époque historique provoquant les énormes éboulements des "marocche" (chapitre 8).

L. Trevisan (1938) considérait ces massifs comme une série de blocs limités par des failles engendrées par un déplacement vers le Nord de la partie des Préalpes à l'est de la faille méridienne de la rive occidentale du lac. Sous l'effet de ce déplacement vers le Nord, l'extrémité méridionale de ces blocs se serait rompue et tomberait sur le bassin de Riva par des plis déversés et des plis faille. Mais ces blocs à déversement vers le Sud ou "parafore" ne se reconnaissent pas dans le relief. Nulle part on observe de contact anormal typique à l'extrémité méridionale des chainons du Lomasone et du Brento. Leur axe s'abaisse vers le Sud, et les assises mesozoïques plongent sous la plaine de Riva, mais sans trace d'accident. Sur les rives du lac, il n'y a aucune preuve d'un décrochement. L'examen des régions voisines a montré des plis Nord - Sud et des chevauchements vers l'Est, mais nullement des plis déversés vers le Nord, prouvant une poussée venue du Sud.

Au nord de Riva, la faille bordière du lac de Garde se ramifie dans la série de cassures hachant les massifs à l'ouest du Sarca, donnant un véritable faisceau de failles. Ce ne sont pas des plis-failles dénivelant les plis. Comme les Préalpes proches de Riva et du Val di Ledro, elles sont le résultat d'une double phase orogénique car il y a superposition de structures faillées à des plis. Les plis méridiens construits par une première phase orogénique ont été repris par une phase postérieure : cassés, soulevés et accentués pour les anticlinaux, affaissés et basculés pour les synclinaux devenus de véritables grabens.

Il est remarquable que ces grandes fractures n'aient pas été utilisées par les cours d'eau, hormis le Sarca qui dans son cours emprunte le fond d'un synclinal cassé par les failles bordant à l'est le Monte Brento. Hormis le Val di Tenno qui suit une série de failles sur sa bordure occidentale, le drainage s'oriente vers le Nord, vers le Sarca en fonction à la fois d'un relèvement du fond des synclinaux au sud et de l'antériorité du fleuve.

4°) Le réseau hydrographique et les problèmes généraux de l'évolution des Préalpes de Garde.

Aussi bien le Val di Ledro que le Sarca traversent une série de plis avant de rejoindre le bassin lacustre de Garde.

L'étude de la vallée du Chiese a montré que l'on pouvait envisager un écoulement des eaux de l'Adamello méridional par le Val di Ledro. L'exemple du Sarca permet de soutenir cette hypothèse.

Le Sarca et ses affluents n'utilisent que sur une faible partie de leur parcours la faille judicarienne. Immédiatement à l'est de Tione di Trento, la rivière oblique vers l' est et coupe transversalement la voûte anticlinale de terrains triasiques déversés vers le Sud. Après avoir traversé le bassin éocène de Stenico, elle franchit le prolongement septentrional de l'anticlinal faillé du Monte Brento. Dans les deux cas, l'inadaptation se traduit par une gorge épigénique, véritable canyon dans les épaisses assises de calcaires mésozoïques. Si près de son débouché vers Sarche di Lesino à l'est, le cours du Sarca suit une faille transversale jalonnée par une zone de broyage tectonique, ailleurs son tracé général en "baionnette" ne montre pas l'influence d'accidents locaux. Le relief jeune créé par le faisceau de failles de Riva et le soulèvement de la bordure de l'Adamello à l'ouest, ne présente nulle part d'aplanissement. Le fleuve s'est fixé par antécédence sur un cours établi en fonction d'une zone basse, situé à l'emplacement du lac de Garde et se prolongeant vers le Nord Est par le synclinal du Val Gresta. L'étude de la série sédimentaire (Ière partie, chapitre 3, II) a mis en évidence un soulèvement tardif, fini-miocène, qui a porté jusqu'à 1500 mètres les conglomérats pontiens au nord-est. Celui très puissant vers Trente a détourné le Sarca par le synclinal du lac de Garde. Les mouvements villafranchiens en accentuant cette dépression l'y ont fixé définitivement.

L'autre problème est de savoir pourquoi les glaciers quaternaires du Sarca n'ont pas ouvert sur la ligne judicarienne un couloir comparable à celui du Chiese plus au sud. Les gorges du Sarca étaient un obstacle sérieux à l'écoulement des grands glaciers de l'Adamello, débouchant dans cette vallée. Le seuil actuel de Roncone n'est qu'à 780 mètres, soit à quelques trois cents mètres au-dessus du remblaiement alluvial actuel du Sarca à Tione. Il a été emprunté par une diffluence glaciaire, mais la vallée judicarienne est elle même très resserrée dans les assises calcaires du Trias inférieur (Ladinien et Carnien)relevées à la verticale contre la flexure judicarienne de Roncone (chapitre précédent). Elle n'offrait pas un passage

plus facile que le cours actuel du Sarca, que les eaux de fonte des glaciers approfondissaient en fonction d'un surcreusement de la basse vallée du Sarca. Les conditions structurales ne sont pas propices à un surcreusement rapide du seuil de Roncone, qui bien qu'aménagé par les glaciers, n'a pu prendre l'avantage sur le cours fixé précédemment par la rivière.

CONCLUSION -

Par delà la diversité des aspects morphologiques de cette partie des Préalpes, l'examen des structures et des dépôts corrélatifs permet quelques conclusions d'ensemble :

I°) D'Iseo vers le lac de Garde, la direction prédominante des axes de la structure qui était Ouest - Est dans la partie occidentale du Bresciano devient franchement méridienne au nord de Brescia et s'affirme sur les bords du lac de Garde et aux confins méridionaux du Trentin. Ce changement rapide se produit aux abords de l'ancienne plate-forme atésine, à laquelle avait succédé la ride tridentine, limite orientale du sillon lombard (J. Auboin, 1963). La ligne judicarienne dans son tracé méridien, comme les plis ou les cassures de la région de Garde, est en rapport avec des rejeux des structures profondes.

2°) Partout l'étude de la structure montre la succession de deux phases orogéniques. La première assez ancienne (Oligocène, Miocène Inférieur ?) a créé une série de plis, arrasés par l'érosion quand un soulèvement beaucoup plus fort relève l'ensemble provoquant des charriages et des chevauchements (Val Trompia, Garde, Vies - Trat) sans que ceux-ci n'atteignent des déplacements aussi importants que dans le Bergamasque. Le soulèvement moindre du massif hercynien du Val Trompia qui a conservé une bonne partie de sa couverture permo-triasique n'en a pas créé la possibilité. L'absence de poussées tangentielles, hormis vers le Sud (Haut Val Trompia) en est la deuxième cause. Les conglomérats pré-pliocènes du San Bartolomeo et du Val Gresta datent cette deuxième phase de la fin du Miocène.

3°) Le soulèvement s'est poursuivi sur les bords du lac de Garde par une série de cassures Nord - Sud hachant les reliefs antérieurs, créant des soulèvements et des effondrements dont le plus important est le bassin lacustre actuel. Les mouvements tectoniques sont plus récents dans la partie orientale, que vers l'ouest, en même temps que le rôle de plus en plus prédominant des failles, annonce les Alpes du Tyrol.

CHAPITRE 7

VALLEES ET PIEDMONT DES PREALPES LOMBARDES OCCIDENTALES

Le lac de Come enchassé dans les Préalpes Lombardes doit son attrait aux massifs préalpins qui semblent surgir de ses eaux calmes. C'est le plus intimement mêlé à la montagne, le plus surcreusé par les glaciers quaternaires avec une profondeur maxima de 410 mètres. On a vu l'ancienneté du drainage par le bras oriental du lac tandis que le rameau occidental (ou de Lecco), l'ouverture de la Valsassina et de la Valle di Laorca sont liées à la mise en place fini-miocène et villafranchienne (chapitre 3, IIe partie).

Les glaciers quaternaires ont puissamment modelé et modifié le relief et l'hydrographie.

Au nord de Come, l'écoulement des eaux a été modifié au profit du lac de Lugano (Val Intelvi, Val Porlezza, IIe partie, chapitre 3). Partout lac et vallées doivent leur aspect aux glaciers descendus de la partie interne des Alpes, confluant dans la Valteline élargissant les vallées et les passages principaux, tapissant les versants de moraines, pénétrant les vallées bordières. Ils ont construit sur la plaine lombarde des accumulations de moraines et des terrasses fluvio-glaciaires donnant au piedmont son aspect actuel. Dans les préalpes, le creusement l'emporte sur le remblaiement. Cette distinction fondamentale sera le point de départ d'une étude régionale des vallées et du piedmont.

I - LES VALLEES DES PREALPES LOMBARDES

L'artère principale en est le lac de Come, modelée par le grand glacier de l'Adda : c'est à partir de celle-ci que des diffluences plus ou moins importantes ont pénétré la Valsàssina, le Val d'Intelvi, le Val Porlezza sans compter les petites vallées aujourd'hui suspendues au-dessus des rives du Lario.

I°) Le creusement du lac de Come est antérieur au Würm.

Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du piedmont ont permis d'établir l'existence de quatre avancées des glaciers alpins au cours du Quaternaire. Si les limites des trois dernières glaciations (Mindel, Riss, et Würm) peuvent être établies aisément (Ière partie, chapitre 6, et ci-dessous, paragraphe II), l'extension du glacier Günz reste encore imprécise faute de dépôts typiquement glaciaires, au moins dans cette partie des Préalpes. Néanmoins les fortes accumulations de conglomérats (Ceppo) prouvent une extension des glaces jusqu'à la bordure préalpine. Mais cela ne justifie pas un creusement pré-würmien du lac de Come, ni permet d'avancer des données certaines quant à l'évolution morphologique du bassin lacustre. Les preuves se trouvent sur les rives mêmes du Lario.

a) Les dépôts interglaciaires de la Tremezzina.

Les dépôts d'âge Riss - Würm sont rares sur les rives mêmes du lac où le creusement du glacier würmien les a enlevés. Cependant l'affleurement de la Tremezzina est des plus intéressants. A l'ouest de la pointe de Bellagio, sur la rive occidentale du lac, de part et d'autre de Tremezzo, Baltzer A. et Fischer E. (1890) avait établi, près de Cadenabbia, la présence d'argiles bleues, riches en Rhododendron ponticum, près du niveau actuel du lac, recouvertes par dépôts morainiques très frais. Ces observations ont été confirmées par les recherches de Wilmer F. (1904) dans le Val Maione et par celles de G. Nangeroni (1954) qui au nord de Tremezzo, dans la vallée du Roncone, a observé ces mêmes argiles bleues sous les dépôts lités, inclinés vers le lac, faiblement cimentés, contenant quelques cailloux striés (figure 103). Bien que l'âge interglaciaire Riss-Würm

puisse être discuté, comme c'est le cas dans les Alpes françaises pour l'accumulation de Barrèaux, les dépôts lités et consolidés qui les recouvrent au nord de Tremezzo, dans lesquels G. Nangeroni voit une accumulation deltaïque du dernier interglaciaire remaniant du matériel morainique, sont un argument de plus. Le litage et l'inclinaison de 30 - 35° vers le lac prouvent une origine torrentielle, tandis que la cimentation montre une antériorité au Würm, dont les dépôts ne sont jamais totalement consolidés. Avant la dernière glaciation, une zone lacustre existait à un niveau très légèrement supérieur à celui du lac actuel. La position de la Tremezzina en pointe dans le lac exclut la possibilité d'un dépôt d'obturation glaciaire.

b) Les cônes de déjection emboités de Mandello (figure 104).

A son débouché sur le lac de Come, le torrent du Val Meria a construit l'un des plus vastes cônes de déjection, s'avançant en coin vers l'Ouest - Sud-Ouest. G. Nangeroni (1954, p. 195) distinguait quatre cônes de déjection emboités les uns dans les autres (300 m, 275 m, 250 m, et 220-200 mètres pour le plus bas et actuel). Les deux niveaux supérieurs correspondent à des accumulations litées et légèrement cimentées, ils ne présentent pas de couches inclinées ; composés de matériel grossier, ils reposent au-dessus des niveaux inférieurs sur des seuils de roche en place. Ce sont des formes d'obturation fluvioglaciaire, construites sur le bord du glacier en recul, d'autant que sur l'autre rive du Val Méria, on trouve d'abondants dépôts morainiques. Ceux-ci se rencontrent épars sur les versants hormis sur le delta actuel du torrent.

Il n'y a que deux cônes de déjection à Mandello : le plus élevé, bien développé au nord du Meria, s'abaisse de 254 mètres à 210 mètres sur les bords du lac où il forme un escarpement d'une dizaine de mètres. Il présente un matériel grossier et hétérogène, mais assez émoussé, lité avec une inclinaison vers l'Ouest, et bien cimenté avec parfois des cavités de dissolution et de véritables

abris et grottes taillés au pied du talus par les eaux du lac.

Le cône actuel du Meria, maintenant endigué, s'abaisse de 230 mètres au sortir de la gorge près des usines de Palanzo jusqu'à 198 mètres. Son matériel très frais comporte des blocs morainiques de grosse taille repris par les eaux du torrent, sans jamais offrir la moindre trace de consolidation. Le passage au niveau actuel du lac se fait par une plage très basse.

Le cône de déjection consolidé est antérieur au Würm et peut être attribué, malgré l'absence d'altération superficielle et de restes paléontologiques ou floristiques, à l'Interglaciaire Riss-Würm. Il passe sous le niveau du lac et s'étendait beaucoup plus loin que la construction deltaïque actuelle. Le bras de Lecco n'est donc pas dû au creusement du dernier épisode glaciaire. Les constructions deltaïques pré-würmiennes étaient considérables. On peut les rattacher des éboulis très cimentés, des lambeaux d'accumulation fluvioglaciaire consolidés (dépôt de bordure du glacier) épars sur les rives du lac mais plus nombreux le long de la rive orientale, en particulier vers Lierna. Par comparaison, les cônes d'éboulis post-würmiens qui drapent la plupart des versants ne sont consolidés que superficiellement ou seulement dans quelques bancs : ils forment des masses instables où de gros blocs en surface ont tendance à glisser vers le bas. Des exemples typiques sont donnés par le versant du Coltignone sur le Lario ou ceux qui parsèment la route Lecco-Bellagio.

c) Les dépôts d'obturation de Gaggio - Ponte Azzone -

Sur le bord du versant septentrional du Monte Barro, un talus se suit vers 270 mètres de Gaggio à Ponte Azzone, exploité par différentes carrières. Il s'abaisse très progressivement vers la vallée de l'Adda. Du haut vers le bas, il présente successivement (figure 105) :

(1) Une épaisse couverture de moraine de fond, très argileuse, à peine altérée, tapissant les versants.

(2) Une masse de plus de 20 mètres de cailloutis, peu roulés, emballés dans une abondante matrice sableuse.

La disposition du matériel montre de grandes lentilles plus ou moins caillouteuses, très légèrement inclinées vers l'Est.

(3) Les sondages ont révélé à une dizaine de mètres sous le fond actuel une couche argileuse contenant de gros blocs, vraisemblablement d'origine morainique.

Le fond de la Valmadrera vers Gaggio, vers 225 - 230 mètres est constitué par des sables lacustres accumulés par les eaux contre l'échine de dépôts pro-glaciaires qui, à Malgrate, bloquait au moment du retrait des glaces würmiennes l'écoulement des eaux vers le lac de Come. Leur topographie actuelle doucement vallonée est due aux eaux de ruissellement et au Rio Torto.

Le problème est celui de la formatinn et de la datation de la terrasse caillouteuse et sableuse de 260 - 250 mètres. Le matériel sableux, les cailloutis calibrés, la disposition en lentilles en font une terrasse de kame construite par des eaux circulant sur le bord méridional de la Valmadrera, contre le Monte Barro, et s'écoulant de l'Ouest vers l'Est, vers le goulet de l'Adda en aval de Lecco. Le glacier de l'Adda occupant en partie la Valmadrera et le passage de l'Adda au sud de Lecco contraignait les eaux à une forte accumulation contre le flanc de la montagne. Comme actuellement, le débouché des eaux vers la plaine par la région du lac d'Annone, à l'ouest, était bloqué par des accumulations morainiques. Or celles-ci n'atteignent que 260 à 270 mètres sur le bord même de ce lac, ce qui apparaît comme insuffisant pour assurer un déversement considérable vers la Valmadrera.

En l'absence de tout reste permettant une datation précise, l'altitude actuelle de la terrasse, inférieure à son niveau originel puisque retaillée par le passage postérieur du glacier, ne peut être due qu'à une accumulation morainique bien plus considérable vers le lac de Pusiano, c'est à dire à un barrage morainique pré-würmien, déblayé et emporté par l'avancée du dernier glacier. Bien que le dépôt ne soit que très légèrement cimenté, son âge pré-würmien (fini-Riss ?) semble des plus probables. Au pied du Monte Barro, l'absence de rivière et d'eaux abondantes chargées en carbonates n'a pas permis

une consolidation, même peu avancée. Plutôt qu'une datation interstadiaire würmienne, la puissance du dépôt et surtout son altitude impliquent une construction morainique plus considérable que l'arc würmien du lac d'Annone. L'accumulation morainique inférieure date de l'avant dernière glaciation (Riss).

Bien que les critères de datation soient beaucoup moins sûrs que dans les deux exemples précédents, les conclusions se rejoignent pour prouver l'existence d'une dépression lacustre préwürmienne à l'emplacement du lac de Come, et un passage bien marqué de l'Adda avant le Würm. Certes, l'étude des conglomérats de Laorca et de Paderno d'Adda confirmera cette ancienneté mais un jalon intermédiaire dans l'évolution morphologique se trouve placé. Le creusement des glaciers quaternaires, important, avant le Würm, s'est fait en fonction d'un réseau hydrographique pré-existant (chapitre 3, figure 60). L'inégal creusement des deux bras méridionaux du Lario en est une preuve (figure 106).

L'hypothèse de A. Boyé (Ière partie, chapitre 9) peut expliquer le surcreusement glaciaire dans les calcaires, mais non l'avantage acquis par le bras de Come. Celui-ci ne se comprend que si la vallée était avant le Quaternaire plus creusée que le bras de Lecco. Ce dernier se prêtait mieux à un surcreusement par son tracé rectiligne et l'absence d'obstacle à son débouché sur la plaine. Au cours du Quaternaire, cette voie s'est de plus en plus élargie et approfondie, et la masse de glaces qui l'empruntait a été sans cesse plus importante. Il n'y a pas vers Lecco l'obstacle des collines de gonfolite tertiaire qui à Come barrait et gênait l'expansion des glaces vers la plaine. Dès qu'un creusement suffisant a été effectué les eaux de l'Adda ont emprunté le bras oriental. Ce détournement de l'écoulement, capital dans l'évolution morphologique des Préalpes Lombardes se place avant le Mindel avec l'apparition de cailloutis de la Valteline dans la partie supérieure du ceppo : c'est le "ceppo polygénique" de Paderno d'Adda (S. Venzo, 1947, P. Gabert 1962) en rapport avec la première grande avancée des glaciers avant le Mindel (Günz).

Celle-ci a également envahi les vallées voisines du Lario, mais les restes en sont rares, hormis dans la Valsàssina où des conglomérats montrent une avancée des glaciers pré-mindeliens.

2°) Les dépôts glaciaires de la Valsàssina.

Sur les rives mêmes du lac de Come, il n'y a pas de dépôts consolidés que l'on puisse attribuer avec certitude à une ancienne avancée des glaciers. G. Nangeroni (I954) et R. Pracchi (I954) ont relevé des dépôts consolidés dans les vallons donnant sur la rive occidentale du lac de Come, mais il n'est pas possible de leur attribuer, en l'absence de tout élément de datation, malgré une position comparable aux conglomérats pré-mindeliens des bords du lac de Garde, un âge villafranchien. A la différence de ces derniers, ils n'offrent jamais un faciès morainique caractéristique, mais avec un litage apparent, peuvent être du matériel plus récent repris par les eaux.

a) Les dépôts pré-mindeliens de Barzio (Valsàssina)

Vallée d'origine structurale (II° partie, chapitre 3) bien calibrée par la diffluence du glacier de l'Adda qui empruntait le seuil de Bellano, elle se termine vers l'est par la dépression de Barzio et se prolonge vers le sud par l'étroit couloir de Balisio où les glaces s'insinuaient avec difficulté. Cette situation en "cul de sac" vers Barzio a favorisé les dépôts d'accumulation glaciaire par un phénomène d'obturation classique : le glacier lors de sa progression était bloqué dans son écoulement vers le Sud par l'étroitesse du couloir ; au moment de son recul, les eaux des torrents descendus de la Grigne septentrionale, du Monte Sodadura, du Zuccone Campelli formaient contre son front des accumulations torrentielles reprenant du matériel glaciaire. Il en est résulté la construction d'une "banquette" détritique donnant un replat continu jalonné par les villages de Barzio, Cremeno, Maggio. Cette accumulation complexe était de datation difficile, en l'absence de tout paléosol et de restes paléontologiques et végétaux.

Elle n'avait guère retenu l'attention des chercheurs italiens, sinon celle de G. Nangeroni (1950, 1954) qui en a établi la stratigraphie, montrant grâce à des coupes dont beaucoup ne sont plus observables maintenant, la superposition de conglomérats très cimentés sur les argiles de Fucine. Par analogie avec les dépôts de la plaine Lombarde au sud de Varese, G. Nangeroni attribuait les argiles inférieures au glacier de Günz et les conglomérats de la partie supérieure à une accumulation d'âge interglaciaire Günz-Mindel. Ces conclusions se fondaient sur une connaissance poussée du Quaternaire lombard mais non sur des données bien établies. Notre souci a été double : établir une stratigraphie précise des dépôts, dater si possible certains de ces éléments avant d'en dégager la portée morphologique.

- Stratigraphie de la banquette de Barzio et de ses abords (figure 107).

L'observation en est considérablement gênée par une végétation très dense qui recouvre tous les versants et s'accroche aux parois pourtant escarpées des conglomérats. Les coupes sont rares et les raccords stratigraphiques difficiles. Du bas vers le haut, on peut distinguer :

(1) des bancs d'argiles, d'une épaisseur de quinze mètres affleurant de façon très visible à l'extrémité septentrionale où elles étaient exploitées pour les besoins d'une tuilerie à Fucine, elles constituent un petit replat disparaissant vers le Sud, mais g. Nangeroni les a retrouvées dans le fond du torrent Pioverna. Elles se présentent à la base sous forme de bancs très fins de couleur jaunâtre et d'aspect varvé, et passant au sommet, progressivement à des bancs plus épais (20 à 30 cms) de couleur grisâtre plus sableux, riches en matière organique. Le toit de la formation se situe vers 600 mètres. Malgré des visites répétées, on n'a pu observer des cailloutis dans la masse de ces argiles recouvertes au-dessus de la carrière de Fucine par un conglomérat très consolidé.

(2) une masse de conglomérats forme le talus de la banquette, mais l'altitude de son toit (700 m) demeure imprécise : partout

d'abondantes accumulations morainiques et fluvioglaciaires très fraîches (Würm) masquent le substratum, adoucissant les pentes, favorisant la végétation.

a) A la base, le conglomérat présente un matériel hétéroclite et anguleux emballé pêle-mêle dans une matrice argileuse, sans litage apparent. C'est le "morainique boueux" (morenico fangoso) de G. Nangeroni (1950). On ne trouve pas de cailloux striés ni de trace de poli glaciaire. Il n'existe pas de gros blocs typiques des accumulations morainiques. Les éléments ne dépassent pas 20 à 30 centimètres, ils sont peu émoussés, offrant des traces de traces de troncatures de chocs, toujours très ébréchés. Certains fragments très plats et anguleux évoquent une origine cryoclastique. L'ensemble de ces observations fait classer ce dépôt comme une formation fluvioglaciaire avec un abondant matériel local, des eaux tumultueuses torrentielles, assez tumultueuses l'ayant étalé sur les argiles sous-jacentes.

b) Quarante mètres au-dessus de la base du conglomérat dans la vallée du Pioverna un replat apparaît formé de blocs très anguleux, de formes brutes et équarries. Bon nombre sont des calcaires triasiques, mais figurent aussi des éléments permiens et du socle métamorphique des Alpes orobiques. Certains sont à plat en position de gisants bien assis. Ce matériel plus grossier que le précédent (blocs de 50 à 80 cms), sans stratification, peut être considéré comme de la moraine réétalée par les eaux venues des versants voisins.

c) Vers la haut, le matériel devient grossier et passe à un conglomérat semblable à celui de la base de l'accumulation.

d) le sommet de l'accumulation conglomératique est formé d'un matériel très grossier, sans trace de litage, comparable à l'horizon B_1 mais d'aspect plus franchement morainique. On peut lui rattacher la moraine cimentée qui à une altitude de 675 mètres se remarque le long de la route Balisio-Introbio, au kilomètre II, et forme le sommet de l'accumulation conglomératique. L'origine glaciaire

est indubitable : gros blocs de calcaires et de tonalites emballés dans de l'argile, le tout fortement cimenté.

Les conglomérats forment un tout distinct des accumulations supérieures non cimentées et d'âge plus récent. Les versants de la banquette sont tapissés de moraines würmiennes qui dessinent des cordons latéraux sur son rebord jusque vers 750 mètres. Le plus élevé est en rapport avec l'accumulation morainique du glacier würmien au col de Balisio (720 mètres).

La topographie de la superficie de la banquette présente deux replats, l'un vers 760 mètres entre Barzio et Maggio, l'autre plus à l'est, vers 850 mètres entre Crémeno et Moggio.

- le niveau de 760 mètres est une terrasse d'obturation glaciaire latérale d'âge würmien. Le front du glacier, de Barzio au col de Balisio, bloquait l'écoulement des eaux du torrent Pioverna et provoquait l'étalement de dépôts glaciaires et celui des apports de la rivière. Les carrières ouvertes immédiatement au nord du Ponte de la Vittoria sur la gorge du Pioverna présentent des bancs horizontaux et continus de sables et cailloutis bien classés, attestant un dépôt en eaux calmes. Les quelques blocs plus grossiers proviennent du front glaciaire très proche, transportés par des radeaux de glace. Ce dépôt très frais ne présente pas de trace d'altération de son matériel, et sa surface ne porte qu'un sol brun peu épais.

- le niveau de 850 mètres (Cassina Valsàssina) ne présente pas une topographie aussi plane, mais il est raviné par les cours d'eau rejoignant le Pioverna, recouvert sur ses bords de débris cryoclastiques frais.

Les travaux effectués autour de Moggio montrent sur la bordure un matériel morainique altéré sur plusieurs mètres où calcaires et roches métamorphiques se désagrègent facilement tandis que les blocs de grès et de porphyres permiens sont encore intacts : altération typiquement rissienne. Les restes de moraines épars jusque vers 950 mètres sont, soit les témoins d'une glaciation plus importante (Mindel), soit marquent l'extrême avancée du glacier rissien.

L'exemple du replat de 760Mètres et la topographie assez plane vers Cassina Valsàssina, tombant par un talus franc incitent, dans les mêmes conditions, à en faire également une terrasse d'obturation d'âge rissien, dans laquelle est emboitée celle du Würm.

- la place chronologique des conglomérats de Barzio -

La datation des conglomérats reste le point essentiel. Leur similitude avec le "ceppo" villafranchien de la plaine lombarde n'est pas un argument. Nulle part l'érosion n'a préservé le moindre témoin d'un sol ferretisé. La stratigraphie permet d'avancer un âge pré-rissien, sans doute pré-mindelien du dépôt puisque l'extension de cette glaciation a été supérieure à celle qui l'a suivie, et que ses dépôts sont haut sur les versants.

La datation des argiles de Fucine présentait un intérêt certain, d'autant que la série de Leffe (Val Seriana) analysée par F. Lona (1950) constitue une excellente base de référence pour le Quaternaire ancien. Les deux bassins se trouvent dans des conditions voisines : à l'intérieur des Préalpes, entourés de massifs montagneux déjà élevés. Sur les cinq échantillons prélevés à Fucine, deux contenaient des pollens en nombre important (tableau n° I5) : le premier (F 66) dans les argiles inférieures jaunes, le second dans les bancs plus sableux et riches en matières organiques du sommet de la carrière (F 4).

De la confrontation de nos résultats avec la série de Leffe, il ressort que les argiles de Fucine sont antérieures à l'interglaciaire Günz-Mindel : absence de Quercus, Ulmus et Tilia très abondants à Leffe pendant cette période, présence à Fucine de Carya et Liquidambar Orientalis qui à Leffe disparaissent après le Günz III. Les nombreuses espèces de climat tempéré déjà frais, la rareté de pollens de plantes exigeant un climat chaud excluent une appartenance au Pliocène, et même à l'interglaciaire Donau-Günz. Le fort pourcentage du hêtre (II,6%) dans l'échantillon F 66 est intéressante. A Leffe, il apparaît avec le début du Günz, et disparaît après le Günz III (F. Lona, 1950, p. I53), ne prenant d'importance qu'entre ces deux périodes. Bon nombre de plantes révélées par

l'analyse pollinique ne vivaient certainement pas aux abords immédiats du lac, mais proviennent des versants voisins de la Valsàssina. Malgré cette réserve, le premier échantillon reflète un climat de type tempéré, frais et humide (abondance du hêtre, aulne, bouleau...) tandis que le second témoigne d'une évolution vers un milieu plus chaud et moins humide (abondance du pin, disparition du hêtre et du sapin, présence du Liquidambar). En tout cas, il ne dénote nullement une période froide et la proximité des glaciers : c'est une végétation de type interglaciaire, traduisant un réchauffement du climat. Les critères évoqués plus haut en rapport avec la série de Leffe contribuent à dater les argiles de Fucine, de l'interglaciaire Günz I/II.

La position des argiles, dont la base n'est pas connue, mais se trouve à une côte inférieure au niveau actuel de la vallée, oblige à envisager un fort creusement antérieur de la vallée. Les vallées pliocènes étaient déjà marquées mais le surcreusement est localisé à Barzio, dans la partie amont de la vallée. Si celui-ci est dû à la lithologie (marnes et gypses du Carnien), il n'a pu être effectué que par un agent susceptible de fortement accuser les contrastes, mettant en valeur le verrou des calcaires et grès permiens de Baiedo. Une phase glaciaire (Günz I ?) est antérieure au dépôt de Fucine. Postérieurement le glacier est revenu à deux reprises pour le moins, précédé par des accumulations détritiques grossières torrentielles. Le glacier s'est avancé jusqu'à proximité du col de Balisio, à une limite proche, comparable au maximum würmien, pendant la dernière phase (Günz III ?).

Le conglomérat de Barzio doit être mis en relation avec les grandes brèches cimentées et karstifiées du versant oriental de la Grigne Nord, attribuées au Villafranchien (Ière partie, chapitre 5). Elles forment le large éperon de la Baita del Pastor, descendant de 1850 mètres jusqu'au refuge Pialeral (1412 m), mais des blocs voisins sur les versants proches montrent qu'à l'origine, le dépôt était beaucoup plus étendu, drapant tout le versant. En fait il s'agit d'un gigantesque éboulis lité au matériel anguleux dont l'origine cryoclastique est indubitable. Consolidé puis karstifié, il fossilise une vallée, largement ouverte où son épaisseur (au moins cinquante mètres).

a contribué à inverser le relief. Rien dans le profil de la base de ce talus ne s'oppose à ce qu'il se raccorde avec les conglomérats de Barzio, et sans doute a-t-il alimenté cette formation. L'une et l'autre par leur caractère prouvent l'intensité du refroidissement du climat avant le Mindel.

Les dépôts de Barzio étaient consolidés, avant l'arrivée des puissants glaciers du Riss et du Mindel. Ceux-ci les ont retouchés, érodés, mais se montrèrent incapables de les démanteler. Beaucoup plus puissants que ceux du Günz et du Würm, ils ne provoquèrent pas de phénomènes d'obturation dans le fond de la vallée, mais sur le replat.

L'étude de la banquette de Barzio permet d'avancer des conclusions importantes quant à l'évolution morphologique de cette partie des Préalpes.

- la vallée creusée au Pliocène a été élargie et modelée par une première avancée des glaciers (Günz I ?), surcreusant le bassin de Barzio avant le dépôt des argiles interglaciaires de Fucine.

- le comblement détritique grossier est dû à de nouvelles avancées du glacier de l'Adda (Günz II et III ?); La composition lithologique de la moraine du kilomètre II, contenant des tonalites, le prouve pour la partie supérieure. Une analyse des minéraux lourds (figure I08) contenus dans les moraines würmiennes de Barzio, du lac de Pusiano et le conglomérat boueux reposant sur les argiles de Fucine, montre malgré des pourcentages différents, une composition minéralogique voisine, notamment entre les deux dépôts de Barzio.

Comme dans la plaine où à Paderno d'Adda, le Villafranchien supérieur contient des éléments de la Valteline, la première grande avancée des glaciers doit être attribuée au Günz. L'étude des conglomérats de Laorca, en les mettant en rapport avec ceux de Barzio et de Paderno permettra de préciser l'évolution morphologique des Préalpes de Lecco au Villafranchien et les limites de l'extension des glaciers du Günz.

3°) Les conglomérats de Laorca et l'avancée du glacier Günz vers Lecco .

L'étude des Préalpes de Lecco (2ème partie, chapitre 3) a montré l'origine structurale du couloir de Balisio joignant le bassin de Barzio et la vallée du Gerenzone descendant vers Lecco. Les conglomérats de la base de la série pré-mindelienne de Paderno d'Adda, à éléments uniquement préalpins (calcaires et dolomies du Trias, grès permiens, micaschistes du socle orobique, figure III) prouvent un écoulement des eaux de la Valsassina par le couloir de Ballabio, Lecco, et la vallée de l'Adda en aval de cette ville au début du Quaternaire (figure 60). La longue entaille du couloir de Ballabio, remblayée par des cônes de déjection et des dépôts lacustres würmiens, était creusé dès le Quaternaire ancien. Ce creusement est considérable. Elle n'est qu'un canyon remblayé. G. Nangeroni (1965) signale qu'un sondage à la Gera di Ballabio a traversé 70 mètres d'alluvions et de moraines. Rien ne s'opposait à un écoulement des eaux du glacier Günz qui venait jusqu'au seuil de Balisio (cf. ci-dessus). Les dépôts de la vallée du Gerenzone en amont de Lecco (conglomérats de Laorca et de Malavedo) témoignent d'un écoulement des eaux par ce passage.

Le long de la vallée du Gerenzone, une masse de conglomérats forme un replat continu et s'abaissant vers Lecco, tout le long du bord méridional du Coltignone, recouvert de moraine würmienne et de débris cryoclastiques post-würmiens. La série a été étudiée par G. Nangeroni (1950-1954) qui l'assimilant aux dépôts de Barzio y voyait les traces d'une avancée glaciaire pré-mindelienne. Actuellement l'abandon des carrières de Malavedo et des éboulements récents ne permettent pas d'observer la base de la série, celle-ci apparaît cependant sur la route de Lecco à Laorca (Corso Monte Santo, vers 333 mètres). Elle comprend à la base des argiles jaunes, alternant avec des bancs sableux contenant des cailloutis anguleux (surtout des calcaires dolomitiques du Trias), disposés à plat. Très compacts, elles se sont révélées stériles. Elles passent à un conglomérat polygénique avec un litage apparent, intercalation de lentilles de sable, cailloutis grossièrement émoussés et parfois un peu aplatis. C'est typiquement une formation d'épandage fluviatile, dans laquelle nous avons relevé à côté d'un très grand nombre de calcaires et grès,

des micaschistes du socle, des granites, diorites, quartzites et amphibolites, d'origine intraalpine. La constitution pétrographique les rapproche du conglomérat de Barzio, à éléments allogènes, de même que les minéraux lourds (figure 109) montrent une parenté évidente avec Barzio et les moraines würmiennes. Elle doit être reliée au conglomérat polygénique de Paderno d'Adda qui accuse des caractères nettement fluviatiles (cf P. Gabert, 1962). Une brèche très cimentée, monogénique, à gros blocs de dolomie triasique, forme le sommet du replat, dominant le cimetière de Laorca. L'attribution au Villafranchien de l'ensemble repose sur la similitude avec la banquette de Barzio et la karstification avancée (grottes et gouffres) des conglomérats qui les rapprochent des autres affleurements de la montagne lombarde et du ceppo de la plaine.

La formation des argiles de la base de cette série et la signification morphologique de ce dépôt sont les deux problèmes essentiels. G. Nangeroni (1950, 1954...) attribuait celles-ci au glacier Günz, mais les rares affleurements d'argiles ne montrent nulle part un aspect morainique, ni de cailloux striés. Ce sont des bancs horizontaux, mais dans une situation pour le moins curieuse, placés vers le bas d'une très forte pente. L'origine lacustre est indéniable et ne peut s'expliquer que par un barrage en aval. On a vu que dès le Pliocène la vallée était ouverte par le cours actuel de l'Adda (conglomérat préalpin de la base de Paderna). Les dépôts argileux peuvent s'expliquer par une obturation glaciaire : le glacier du Günz (III ?) arrivait au col de Balisio, parvenait aussi à déboucher sur la bordure préalpine (conglomérat fluviatile et polygénique de Paderno) sans s'étendre très loin vers le sud. Le front glaciaire bloquait l'écoulement des eaux du Gerenzone, puis l'apport fluvioglaciaire venant de la diffluence de la Valsassina débouchant entre Coltignone et Monte Melma, a construit le cône de conglomérat polygénique, dont le caractère à la fois fluviatile et torrentiel s'explique par un transport de plus de 6 kilomètres. Seul le blocage de l'écoulement a permis l'édification de ce cône de déjection suspendu au dessus de la vallée de Lecco, même si on doit admettre que la vallée de l'Adda était moins creusée qu'actuellement. L'absence de ceppo entre Lecco et Paderno est due à la fois à la présence d'un lobe glaciaire vers Lecco (avec accumulation en aval) et au surcreusement glaciaire

postérieur. La brèche monogénique supérieure provenant d'éboulements du Coltignone doit être attribuée au début de l'interglaciaire Günz-Mindel. Elle est venue prendre place quand les glaciers s'étaient déjà retirés et que la langue glaciaire de la Valsàssina n'alimentait plus l'accumulation de Lecco. La position dans une vallée latérale, à l'écart de l'axe d'avancée du grand glacier de l'Adda, sous les pentes du Coltignone, fait que le dépôt a été épargné par les glaciers suivants.

Cette situation a provoqué des phénomènes d'obturation semblables lors des glaciations postérieures. Mais pour l'essentiel, ils sont dues au glacier würmien, dont les restes empâtent les versants : il fermait à ses trois extrémités le couloir de Ballabio, remontant à la fois la Valsàssina, la vallée du Gerenzone et celle du torrent Grigna, contournant le Monte Melma par l'ouest, et déterminant une zone lacustre aujourd'hui remblayée. Au sud de Ballabio inferiore, l'accumulation morainique au col entre ce village et la vallée du Gerenzone est une accumulation pro-glaciaire dans les eaux de ce lac. Elle a barré l'ancien passage des eaux qui se sont dirigées vers le sud par l'actuel cours du Grigna. Le niveau du glacier y était plus bas, et son retrait initial, par saccades, a déterminé dans la partie méridionale du couloir de petits niveaux d'accumulation lacustre. Puis le retrait de la langue glaciaire par la vallée du torrent Caldone a provoqué la construction par les eaux de trois niveaux d'accumulation latérale et d'épandage sur le bord du glacier vers Versasio (580 mètres, 500 mètres, 400 mètres). Dans la vallée du Gerenzone, sur le flanc occidental du Monte Melma, c'est un escalier de replats d'accumulation morainique entre 600 et 300 mètres. Dans la vallée de Laorca, de grands dépôts de matériel morainique redisposé lit par lit par les eaux de ruissellement dans les lacs de barrage contre le front du glacier en recul apparaissent dans les carrières ouvertes entre Laorca et la moraine du col (km 6).

La même disposition du relief a provoqué les mêmes phénomènes d'obturation. Vers Lecco, le front du glacier atteignait une altitude plus élevée lors du maximum du Würm que lors du Günz (approximativement 600 mètres contre 350). En Valsàssina, il est très proche. Au Günz une faible partie des glaces empruntait le bras de

Lecco, celui-ci n'a été façonné à partir de ce moment là et élargi au cours du Quaternaire. Ces conclusions confirment l'étude de la topographie des fonds lacustres. Au cours du Quaternaire le passage par Lecco est devenu progressivement le plus important. L'examen de l'extension des moraines des trois dernières glaciations (Mindel, Riss et Würm) viendra le confirmer.

II - LE PIEDMONT LOMBARD EN AVANT DU LAC DE COME -

Le glacier de l'Adda empruntant à la fois les bras de Come et de Lecco, les vallées préalpines de la partie orientale du Triangolo Lariano, débordait sur la plaine lombarde formant deux lobes, l'un au débouché de Come, l'autre dans la partie orientale où les langues glaciaires de Lecco et de la Valassina se rejoignaient. Lors des plus grandes extensions des glaciers (Mindel, Riss) celles-ci se soudaient dans la zone intermédiaire immédiatement à l'ouest du méridien d'Erba. En fait on se trouve en présence de deux grands amphithéatres morainique, celui de la Brianza à l'ouest centré sur Come, celui de l'Albenza à l'est correspondant au débouché de Lecco.

La multiplicité des arcs morainiques, leur allure plus ou moins vigoureuse, l'altération différente de leurs sols prouvent à l'évidence la pluralité des épisodes glaciaires. Nulle part sur le piedmont lombard, entre Come et l'Adige, les accumulations morainiques pré-würmiennes n'ont été aussi bien conservées. Cela tient à une subsidence faible de la plaine padane immédiatement en bordure des Préalpes (cf figure 4I) : la base du Quaternaire qui se trouve pourtant à 1000 mètres au-dessous du niveau marin à Milan, se relève très rapidement vers le Nord. La subsidence padane localisée dans le centre et le sud de la plaine padane affecte peu la bordure : elle a épargné les dépôts du Quaternaire moyen et ancien de l'enfouissement et de l'ennoyage sous l'accumulation fluvioglaciaire würmienne.

L'intérêt de cette région apparaît comme exceptionnel. En dépit de contreverses, l'accord peut être réalisé sur un certain nombre de critères servant de base à la distinction des différentes accumulations (Ière partie, chapitre 6). Sans y revenir, les problèmes morphologiques seront abordés dans leur cadre régional avant

les rapports existant entre les deux zones et les changements opérés au cours du Quaternaire.

I°) Le piedmont de la Brianza occidentale -

C'est la région la mieux connue de la bordure tant par les travaux des géologues italiens (notamment A. Riva) que par les études récentes et minutieuses de P. Gabert (1962) F. Ugolini et G. Orombelli (1968). Non conclusions s'accordent d'ailleurs avec celles de ces derniers chercheurs. C'est pourquoi l'étude n'en sera reprise que d'une façon générale, en insistant sur les aspects morphologiques qui rendent compte de la grande extention des dépôts mindeliens et rissiens. F. Ugolini et G. Orombelli (1968) donnent de nombreuses coupes de sols caractéristiques qu'il n'est pas possible de reprendre ici.

a) Le grand arc morainique du Cantù et l'extension des glaciers würmiens.

Le glacier würmien du bras de Come après la diffluence de Chiasso le scindait au sud et à l'est de Come en trois langues glaciaires dont la plus importante, contournant par l'est la crête de gonfolite du Monte Olimpino - Monte Caprino débouchait sur la plaine par la trouée de Camerlata. De là, elle constituait un lobe glaciaire tourné vers le Sud - Sud - OUest de quelques six kilomètres de rayon, allant de Cantù à Vertemate et Villa Guardia. Le double arc morainique qui constitue les collines sur lesquelles est bâti le centre de Cantù (369 m) constitue la principale accumulation morainique de la région dominant à la fois les zones basses et les petits vallums au nord, de petits dos de terrains et de grandes terrasses fluvio-glaciaires vers le Sud. A l'est du Seveso, les formes sont extrêmement fraîches et la pente du talus toujours importante. Les coupes pratiquées par les routes permettent de voir une altération superficielle médiocre sous la forme d'un sol brun épais de 50 - 60 centimètres, sous lequel apparaît une moraine argileuse riche en cailloux de toutes dimensions, et contenant de nombreux éléments calcaires. Le drainage centripète se fait vers des fonds marécageux, aujourd'hui plus ou moins drainés

par l'homme. L'attribution à la dernière glaciation est indubitable et reconnue par la plupart des auteurs (Riva A., GABERT P., F. Ugolini..). Elle marque le maximum de l'extension des glaciers würmiens : en avant de celle-ci on ne trouve pas d'arc morainique mineur dont le matériel très frais permettrait une attribution au Würm.

A l'ouest du Seveso, les deux arcs morainiques accolés à Cantù se séparent progressivement en même temps qu'ils perdent de leur vigueur et se morcellent en une série de collines allongées et espacées de Vertemate à Villa Guardia. Lors d'une deuxième avancée (Würm 2 ?) le glacier a vu son axe de progression s'infléchir le Sud - Sud-Est Cantù, peut-être en fonction du creusement réalisé précédemment. Il a accolé ses constructions morainiques vers Cantù, alors que vers Villa Guardia, elles sont espacées d'un kilomètre. Cela a contribué à maintenir un vallum puissant et continu à l'est du Seveso tandis qu'à l'ouest le Seveso et la Lura ont démantelé les deux arcs morainiques qu'ils enserrent entre leurs cours. Lors de la deuxième phase, le glacier a détourné les eaux du Seveso vers l'ouest, disloquant l'arc morainique le plus externe. Dans l'ombilic de surcreusement, en arrière des deux moraines frontales, le glacier würmien a construit des arcs morainiques s'appuyant sur la colline oligocène de Bernate, peu élevés mais suffisants pour obliger les eaux du Seveso à reprendre leur cours vers le sud. Entre ces arcs les plus internes, un abondant remblaiement fluvio-lacustre a comblé les zones basses.

Hormis vers Cantù, la concordance entre arc morainique principal d'âge würmien et drainage centripète ne se vérifie pas. Cela tient aux conditions locales et à la puissance des cours d'eau (Seveso) descendu de la crête de gonfolite oligo-miocène de Come. La multiplicité des arcs morainiques (sept entre Cantù et Camerlata) témoigne-t-elle de différentes avancées du glacier au Würm ? Le cas des deux arcs morainiques externes semble le prouver, mais nulle part on ne possède de coupe montrant une superposition d'accumulations morainiques. Seuls des sondages profonds et une étude des dépôts lacustres permettrait d'y apporter une réponse.

A l'est de Come, le glacier würmien butait contre la bordure préalpine, les collines résistantes des conglomérats d'Albiate et du Montorfano, ce qui explique la moindre extension des glaces qui ont emprunté le passage déjà ouvert de Camerlata pour s'étendre dans la plaine. De part et d'autre du Montorfano, les accumultations morainiques sont accolés les unes aux autres, la plus considérable étant l'arc extérieur fermant le lac du Montorfano et formant le seuil de Tavernerio (km 7 de la route Come-Lecco). Cette dernière taillée en tranchée par la route présente un matériel très frais, atteint 460 mètres à Tavernerio, et se rattache sur son versant Nord au cordon morainique qui tapisse le replat de Brunate vers 700 mètres au-dessus de Come. La moraine de Tavernerio tient lieu de ligne de partage des eaux entre le lac vers l'ouest et la plaine à l'est. La descente vers Come se fait par une série de gradins morainiques, dont le matériel a été étalé contre le front du glacier en recul par le torrent Cosia. Ils sont à rapprocher des accumulations en terrasses (terrazzi) abondantes sur les versants du lac de Come (cf. R. Pracchi 1954, et chapitre 3 de cette deuxième partie). Leur disposition ne montre pas de superposition des dépôts et témoigneraient plutôt de phases de stabilisation pendant le recul, que de véritables allées et venues du glacier würmien.

En Brianza, l'essentiel des accumulations morainiques est dû au Würm, mais en avant des restes morainiques nombreux prouvent l'existence de deux glaciations antérieures.

b) Les moraines du Riss et du Mindel -

En avant de l'arc würmien externe, une série de collines témoignent de l'extension du glacier rissien. Elles déssinent une série d'aros de cercle largement développés vers l'ouest jusqu'à Oltrona San Manette et Appiano Gentile tandis que vers Cantù elles ne forment plus que quelques collines allongées en avant du vallum principal du Würm. A. Riva (1941, 1942) distinguait trois arcs morainiques à l'ouet de Villa Guardia. Mais les deux plus internes se réduisent à des collines éparses, seul le plus extérieur se suit bien de Oltrona à Appiano Gentile, Ganzate, Puginate Montesordo,

Montesolaro, Galliano (maximum Rissien ?). De forme basse, découpées en collines, les moraines rissiennes forment des reliefs peu vigoureux mais marqués au milieu des épandages fluvio-glaciaires de la Lura et du Seveso. Le critère topographique n'est pas le seul élément de cette datation. Une couverture de loess jaunâtres, décalcifiés en recouvre les versants et la solifluxion post-würmienne l'a fréquemment entrainée vers le bas. Elle masque un paléosol datant du dernier inter-glaciaire incomprablement plus altéré et plus profond que celui des moraines würmiennes. Les comptages de roches effectués par F. Ugolini et G. Orombelli comme par nous mêmes (tableau n° 2, Appiano Gentile) montrent un faible pourcentage de calcaires et de granites, tandis que gneiss et micaschistes qui présentent un cortex d'altération se brisent aisément. A la sortie ouest du village de Montesolaro (carte de Cantù I/25.000, coordonnées 09.200 et 62.900) une excavation pratiquée dans le flanc de la moraine montre une altération du matériel sur plus de trois mètres, dans un sol ocre, entièrement lessivé : le pH varie de 4, I à 5, 3 du haut vers le bas, et le pourcentage des carbonates s'établit de 0, IO à 0,04 %. Beaucoup de cailloutis, surtout dans les deux mètres supérieurs sont réduits à l'état de fantômes. L'intensité de l'altération s'explique par la proximité du sommet du vallum qui a favorisé une intense dissolution et un fort lessivage. Mais le cas est général comme en témoignent les analyses pédologiques de F. Ugolini (I958 p. 79I, profil n° 7).

Il n'y a pas en avant de l'arc rissien Oltrona Montesolaro de moraine que l'on pourrait attribuer à la glaciation mindelienne. Cependant la légère ondulation convexe vers le sud qui forme un arc de Venegano à Ciriminido, vers 3IO - 320 mètres en est sans doute un témoignage, non que l'on retrouve un matériel hétérogène et altéré d'origine glaciaire ou fluvioglaciaire : aucune coupe ne permet de se rendre compte de la composition de cette accumulation sinon de sa partie superficielle. Or celle-ci, vers Lurago, a montré dans les fondations d'une construction, sous une couche de limons jaunâtres würmiens (Im. 50, IO YR 5/6) riches en débris de tuiles et fortement remaniés par l'homme, des limons rouges, de structure prismatique (7,5 YR 5/8, pH : 5,35) tout-à-fait comparables aux loess rissiens altérés que l'on rencontre sur les terrasses voisines (Figino).

Bien que réduite, cette coupe n'en remet pas moins en cause l'attribution rissienne de la formation (A. Riva) puisque sur les moraines ou terrasses de cet âge on ne rencontre jamais ces limons très altérés. Sa position avancée, l'extrême modicité du relief et la stratigraphie de la partie supérieure l'attribuent au Mindel. Il n'est pas possible d'en trouver les prolongements vers l'est où le niveau mindelien de Figino Meda offre un matériel trié et une surface extrêmement plane. Un beau développement des terrasses fluvioglaciaires du Riss et du Mindel caractérise la Brianza au sud des arcs rissiens et montre la modicité de l'enfoncement de cette partie du piedmont.

c) les terrasses de la Brianza occidentale -

Au sud des grands arcs morainiques würmiens et rissiens de Cantù et d'Appiano Gentile se développe un remarquable complexe de terrasses fluvioglaciaires qui par sa netteté en fait sans doute le plus bel exemple du piedmont lombard. Leur existence tient à une absence de subsidence accentuée immédiatement en bordure des Préalpes, mais aussi à celle d'une grande rivière alpine débouchant par Come depuis le Günz où l'écoulement de l'Adda s'est établi par le bras de Lecco. Elle ont été longuement décrites et cartographiées avec précision par A. Riva (I94I, I942) et par P. Gabert (I962). Les niveaux les plus élevés (Mindel, Riss) forment au sud de l'amphithéâtre morainique un vaste triangle dont la pointe allongée vers le sud, jusque vers Rho au nord-ouest de Milan, est bordée par les plaines alluviales récentes, nettement en contrebas, de l'Olona, du Seveso et du Lambro qui se rattachent au niveau fondamental de la plaine lombarde. Vers Meda et Mario Comense, celui-ci est dominé de 25 à 30 mètres par la terrasse rissienne, de 45 à 50 mètres par celle du Mindel. Deux points retiendront successivement notre attention : l'extension et la nature des terrasses, leurs rapports avec les accumulations morainiques.

Le niveau le plus élevé (Mindel) constitue les terrasses couvertes de bois d'Olgeasca au nord de Mariano, de Figino entre les torrents Terzo et Seveso et de Misinto Senago (entre le Seveso et la Lura). Elles présentent un réseau hydrographique indécis en dépit de leurs étendues, mais leur bordure est découpée par une multitude de petits cours d'eau qui les dissèque par reprise d'érosion à partir

du niveau würmien de la plaine de Mario Comense - Meda. Leur topographie assez plane, en pente douce vers le Sud n'est pas due à la nappe alluviale ferretisée, mais à la couverture de limons altérés rouges (loess rissiens) et à ceux de couleur bruns - jaunes (Würm) qui en tapisse toute la surface. L'exemple du niveau de Figino illustre bien le cas.

Dans la partie nord de la terrasse mindelienne, les carrières ouvertes pour les besoins des tuileries montrent plus d'un mètre de loess würmiens reposant sur une épaisseur plus considérable de loess altérés. Vers le sud, l'épaisseur de la couverture décroit progressivement, celle-ci a été déblayée par la reprise d'érosion post-würmienne à partir du niveau de la plaine. Au nord de Meda, le rebord de la terrasse est constitué par un matériel fluvioglaciaire très altéré. La pente actuelle du niveau mindelien n'est pas due à la construction fluviatile originelle. Celle-ci n'a servi que de support, puis disséquée, elle a été recouverte par les épandages loessiques du Riss et du Würm.

- Le niveau rissien appelle des remarques similaires. Il se situe 15 à 20 mètres en dessous du niveau mindelien et forme des terrasses peu étendues à l'est du Seveso, mais à l'ouest de cette rivière constitue la terrasse de Copreno Lazzate - Solaro. Partout une couche abondante de loess bruns jaunes recouvre le paléosol rissien souvent tronqué par une phase de ruissellement. Aussi bien la coupe ouverte par la nouvelle route Novedrate - Figino dans la terrasse rissienne de la rive droite du Seveso que celle étudiée par G. Orombelli (1970) sur la rive opposée à Copreno montrent un ravinement avec formation de talwegs inscrits profondément dans la terrasse rissienne et comblés par les loess würmiens. A Copreno, le fond de ce talweg est rempli par la partie superficielle meuble du sol rissien qui a glissé dans le fond. Une phase de creusement linéaire (Anaglaciaire Würm ?) s'intercale entre la formation du paléosol sur le niveau fluvioglaciaire (Interglaciaire Riss - Würm) et l'apport de loess contemporain du maximum würmien qui rend compte de la topographie plane de la terrasse.

Deux niveaux ont été construits en contrebas de la terrasse le long du Seveso en amont de Meda : une terrasse vers 250 mètres

à Lentate se suit quoique peu développée le long du torrent, tandis que le fond alluvial parcouru par le torrent (230 mètres) témoigne d'un remblaiement postérieur. Le creusement post-glaciaire est réduit du fait de la modicité des débits. Vers l'aval, la terrasse de Lentate se raccorde au niveau fondamental de la grande plaine lombarde dans laquelle les cours d'eau actuels sont à peine inscrits et les deux niveaux tendent à se confondre vers Monza.

Le profil des terrasses et leur raccord avec les accumulations morainiques confirment les datations données par l'étude des altérations pédologiques (figure II0). C'est le long du cours du Seveso que les rapports apparaissent le plus clairement. Les deux arcs morainiques les plus externes (Figino et Montesolaro) découpés et morcellés en collines passent à la terrasse missienne de 280 mètres à Novedrate, de même que sur l'autre rive celle de Copreno, ils se raccordent aux restes de moraines beaucoup plus démantelées de l'arc Guantate, Puginate, Montesordo. Le glacier du Riss entre les vallées du Seveso et du Terzo est venu chevaucher l'accumulation mindelienne. Le fait n'est pas unique et G. Orombelli et F. Ugolini (I968) avaient montré que près d'Appiano Gentile, les moraines de l'avant dernière glaciation incorporaient des blocs de "ferretto" mindelien, arrachés à l'état gelé. Il n'est pas possible par contre de trouver dans cette zone le prolongement de l'arc mindelien identifié plus à l'ouest à Lurago et Ciriminido, sinon dans les énigmatiques bosses couronnées par les villages de San Michele et Cernemate, mais jusque là aucune coupe ne permet une attribution précise.

Morphologiquement la distinction entre niveaux du Riss et du Würm apparaît évidente au nord de Novedrate et de Carimate. La dépression longeant à l'extérieur la moraine würmienne externe de Cantù et dont l'écoulement se fait vers l'ouest en direction du Seveso, se raccorde au goulet qui entre Montesolaro et la Villa Calvi interrompt l'arc rissien. Le fond de celui-ci passe vers le Sud à la terrasse würmienne de 250 mètres, et il est emprunté par l'actuelle route de Carimate à Cantù. Plus au nord, la route de Asnago à Cantù après le franchissement du Seveso, montre le long de la vallée de San Antonio une série de carrières dont le matériel fluvioglaciaire

très frais passe rapidement aux accumulations morainiques würmiennes de Cantù. La terrasse de Lentate et le niveau fondamental de la plaine auquel elle se raccorde sont bien contemporains de l'avancée maxima du glacier würmien.

- CONCLUSION : L'amphithéâtre morainique de Come et son avant pays malgré le grand nombre d'arcs morainiques würmiens et des restes importants de moraines rissiennes montre l'existence de trois phases glaciaires sans qu'il soit possible de déterminer à l'intérieur de chacune de celle-ci des interstades marqués. Le glacier en empruntant la trouée de Camerlata a élargi un passage pré-existant (ria pliocène ?) à travers la crête de gonfolite. La grande extension des glaciers du Mindel et du Riss (par rapport au Würm, 6 et 4 kilomètres) vers l'Ouest, Sud-Ouest n'a fait que reprendre un ancien écoulement dans cette direction. Le ceppo prémindelien des vallées du Seveso et de la Lura en apporte la preuve. Pour leur plus grande partie, les accumulations morainiques sont l'oeuvre de la dernière glaciation. Il en va de même dans la Brianza orientale, bien que la disposition des arcs rissiens et würmiens soit différente.

2°) Le piedmont de la Brianza orientale et de l'Albenza -

Le glacier de l'Adda, empruntant le bras de Lecco, débouchait sur la bordure préalpine par trois vallées : la Valsàssina, la Valmadrera et la vallée de l'Adda. Il a accumulé ses moraines loin vers le Sud, construisant au Mindel le vallum morainique de Camparada à plus de 20 kilomètres à vol d'oiseau de Lecco. C'est après Garde le plus vaste amphithéâtre morainique de la Lombardie, mais il ne présente pas la belle unité de celui-ci : la division du glacier en trois coulées avant de déboucher sur le piedmont, puis les reliefs élevés et massifs de flysch et de grès crétacés (Monte San Genesio, Montevecchia, Colle dei frati...) ont encore scindé la principale coulée de glace, celle de la vallée de l'Adda, déterminant entre eux une série de lobes glaciaires. Si le relief ne présente pas une aussi nette disposition en arcs concentriques (comme à Iseo, Garde ou en Brianza occidentale), cela s'explique aussi par l'accumulation glaciaire qui s'est effectuée, moulée et a empâté un relief de type appalachien dû à l'arrasement des plis de la série sédimentaire crétacée.

Celui-ci a été déformé, relevé en bordure de l'Adda à cause de mouvements orogéniques plus forts (glissement du Resegone, soulèvement puissant et tardif de l'axe anticlinal de l'Albenza, chapitre 4, II° partie). Dans toute la Brianza, mais particulièrement entre le lac d'Alserio et la vallée de Rovagnate, des crêtes appalachiennes, discontinues, constituées par les calcaires, grès, schistes mêmes sont plus ou moins recouvertes de moraine : la voie express Milan - Lecco ou Superstrada Valsàssina, fournit une coupe remarquable. Le passage classique des fronts morainiques en arcs de cercle bien dessinés autour d'une dépression ne se retrouve que sur les bords des lacs d'Alserio, Pusiano et Annone. Néanmoins un grand arc morainique, parfois double, véritable remblai domine parfois de 100 mètres les terrasses alluviales de la Brianza, des abords du Montevecchia à Abbavilla au nord du lac d'Alserio. De même vers le Sud, de Merate au Monte Giglio, le front morainique est net, coupé seulement par la vallée de l'Adda, tandis qu'à l'est de ce fleuve il se divise (Carvico, Pontida). En avant de celui-ci, les accumulations morainiques restent médiocres par leur dimensions. En arrières, elles sont abondantes, mais confuses dans leur dessin général.

Malgré les arcs morainiques moins nombreux, moins échelonnés qu'en Brianza occidentale le piedmont de l'Adda est celui qui a soulevé les discussions les plus passionnées, notamment entre A. RIva et S. Venzo quant à la part relative du Riss et du Würm dans les accumulations morainiques, entre S. Venzo et P. Gabert pour la signification de la série pré-mindelienne du canyon de Paderno d'Adda. Ce sont les deux problèmes essentiels sur cette bordure des Alpes à la fois variée et différente dans la construction des accumulations morainiques de celle de Come pourtant toute proche.

a) la signification du ceppo pré-mindelien et le problème de l'existence des glaciers avant le Mindel.

Dans le cadre général des Préalpes lombardes, le problème des dépôts villafranchiens a été abordé (Ière partie, chapitre 5). L'étude des dépôts conglomératiques de la Valsàssina et de Laorca a abouti à des conclusions identiques : le glacier pré-mindelien

(Günz) avait une étendue plus réduite que ceux qui l'ont suivi, débordant à peine vers Lecco sur la bordure préalpine (paragraphe I de ce chapitre). L'étude de la série quaternaire sur le piedmont de la Brianza occidentale va dans le même sens. Elle sera envisagée sous trois aspects : la signification de la série de Paderno d'Adda, la problématique existence de formations morainiques à la base de ces conglomérats et l'existence de déformations tectoniques.

(I) La série mise à jour par le creusement de l'Adda à Paderno est une des plus intéressantes de la Lombardie puisqu'elle révèle une suite continue de terrains allant du Pliocène supérieur avec les argiles de la base où S. Venzo (1950) a trouvé une molaire de Mastodon Arvenensis jusqu'aux dépôts ferretisés du glacier mindelien visibles à Calusco d'Adda (figure III). Elle a été minutieusement décrite par S. Venzo (1950, 1955) qui lui accorde une signification climatique : le "ceppo" préalpin reposant directement sur les argiles est la preuve d'un refroidissement ancien (Donau) tandis que les sables et graviers, à éléments de la Valteline représentent le Günz, et la partie supérieure du conglomérat devrait être rapportée à l'interglaciaire Günz - Mindel. P. Gabert (1962) sans nier l'existence possible de phases froides pré-mindeliennes, considère l'ensemble des conglomérats comme un dépôt synorogénique, contemporain de l'ultime phase tectonique d'âge villafranchien. Dans ce cadre restreint, est-il possible d'apporter des éléments nouveaux ?

La présence du Mastodon ou des diatomées froides ne constituent pas des critères de datation absolue, mais des indications relatives. Elles sont justement mises en cause par P. Gabert (1962, p. 254 et suivantes). F. Bourdier (1962) a montré que dans le Sud de la France, le Mastodon Arvenensis se retrouvait dans les gisements du Quaternaire le plus ancien (Biber, Donau) ne disparaissant qu'après cette phase froide. Il convient donc d'attribuer une signification aux faciès détritiques plus ou moins grossiers : c'est dans ce sens que l'étude des puits forés dans les plaines lombardes (Ière partie, chapitre 5, figures 27 à 30) prouve deux fortes accumulations en rapport avec deux phases froides (Günz, Donau). Mais l'attribution des dépôts les plus fins de la coupe de Paderno (S. Venzo, G. Nangeroni) au glacier du Günz (sables et graviers) ne s'appuie sur aucune preuve.

Leur raccord avec les prétendues moraines trouvées sous le ceppo de la vallée du Lambro reste une hypothèse sans fondement. La coupe de Paderno, au-delà des discussions, apporte des faits et des significations :

I°) Les argiles de la base montrent la présence d'une dépression (lacustre selon S. Venzo) creusée à l'emplacement actuel du cours de l'Adda, sans doute une ria pliocène remblayée, à l'image du débouché des autres vallées préalpines.

2°) Les conglomérats préalpins puissants d'une vingtaine de mètres (S. Venzo, I950) et contenant des diatomées d'eau froide, montrent un matériel très grossier provenant des préalpes (sensu lato) puisqu'à côté d'une écrasante proportion de roches sédimentaires, on compte quelques micaschistes du socle orobique. C'est une formation sans litage, d'aspect chaotique, dont les éléments les plus gros atteignent 60 et même 70 centimètres dans leur plus grande dimension. Les angles sont émoussés, certains arrondis et beaucoup sont redressés vers l'aval. L'origine fluviatile ou torrentielle paraît indiscutable : ils ont été apportés par un organisme fluvial de forte compétence dont l'origine doit être cherchée dans la Valsàssina, s'écoulant alors par Lecco et le cours de l'Adda. Une forte érosion en montagne (concomitance du rejeu villafranchien, y compris sur la bordure, et d'un climat froid ?) explique le débitage de gros éléments et les débits qui ont permis ce transport.

3°) Les sables et graviers masquent l'ouverture du bras de Lecco mais ils passent très vite à un conglomérat puissant, très cimenté et lité. L'hypothèse d'une capture fluviale de l'Adda par le bras de Lecco ne peut être retenue. En effet au débouché de la Valsàssina, immédiatement au sud d'Erba, le ceppo comprend des cailloutis de la Valteline. Cette hypothèse obligerait à envisager une vallée, empruntée par l'Adda, au-dessus du seuil des vallées glaciaires du Triangolo Lariano (Valbrona, Magreglio..) suspendues au-dessus du lac de 300 à 500 mètres. Autrement dit, on doit envisager une vallée villafranchienne entre 800 et 600 mètres à l'emplacement de l'actuel lac ! vallée dont les eaux se répandaient vers le piedmont par plusieurs débouchés différents !.

Si le passage de l'Adda par Lecco s'ouvre à ce moment là, seul l'arrivée d'un glacier donnant par des différences dans les vallées Nord-Est / Sud-Ouest du Triangolo Lariano des apports de matériaux alpins sur la bordure aussi bien au sud d'Erba qu'à Paderno, peut expliquer de façon satisfaisante la réalité, c'est-à-dire la présence du conglomérat polygénique, mais aussi sa puissance (plus de 50 mètres) soit plus de deux fois et demi celle du conglomérat préalpin de la base de la série. Il n'est pas possible d'y voir une accumulation d'âge interglaciaire Günz - Mindel (S. Venzo, G. Nangeroni). Le matériel caillouteux y est parfois aussi grossier qu'à la base : un bloc a révélé des dimensions de 75 sur 60 centimètres, certains éléments sont mal arrondis. Mais une opinion sur l'ensemble de la série est difficile à se faire à cause de la cimentation inégale mais souvent forte, des parois raides auxquelles s'accroche une végétation très dense. Le litage évident, l'intercalation de bancs sableux en lentilles, les dimensions hétérogènes des blocs, la variété des roches représentées (à côté des calcaires et des grès très représentés, micaschistes, gneiss, diorites, migmatites, granites...) montrent une accumulation par les eaux. Le tri du matériel a pu s'effectuer si nous envisageons que le glacier n'avançait guère au-delà de Lecco, dont à Paderno on se trouve à 20 kilomètres ! Les sables et graviers entre les deux conglomérats peuvent être attribués à la phase de progression du glacier. A partir d'un certain seuil atteint par les glaces sur le bras de Lecco, non encore creusé, l'écoulement s'est fait par le tracé actuel de l'Adda. Au fur et à mesure de sa progression, l'apport des eaux et des matériaux provenant de la partie alpine est allé s'accroissant, ce qui rend compte des pourcentages faibles, puis plus importants d'éléments non préalpins notés dans le conglomérat polygénique par P. Gabert (1962).

Ces conclusions s'accordent avec celles de l'étude de la Valsàssina pour confirmer une avancée pré-mindelienne des glaciers (Günz) jusque sur la bordure du piedmont, ouvrant définitivement la voie au drainage actuel par Lecco. Avancée moindre que celles des glaciations postérieures puisque l'on ne trouve pas dans ces conglomérats de formations morainiques.

(2) les "moraines" Günz du piedmont -

Cependant A. Riva (I94I, I942) affirme avoir trouvé dans les argiles reposant sous le ceppo de la vallée du Lambro des cailloux striés qu'il interprète comme une formation morainique de l'avancée glaciaire du Günz. Il rejoignait ainsi les conclusions de G. Nangeroni (I954) qui identifiait des moraines sous le ceppo dans la région de Varese où elles ont été fortement remises en cause par les observations de P. Gabert. Comme plus à l'ouest, la présence de ce matériel revêt une importance capitale car il montrerait que le glacier pré-mindelien s'est avancé plus loin que le Würm. Les observations et les conclusions de A. Riva ne résistent pas à un examen sérieux. Dans les coupes le long du Lambro, il n'est pas possible d'observer une formation morainique typique. A Realdino, sur la rive gauche du Lambro , légèrement en amont de Carate Brianza, notre confrère italien avait relevé des cailloux striés dans les argiles : il existe bien des cailloutis dans les cavités creusées par l'érosion à la base du conglomérat et ceux-ci sont mêlés aux argiles, mais il ne s'agit que déblais accumulés par les hommes qui ont construit à proximité immédiate : à côté de quelques cailloux dont certains portent des stries, on trouve de nombreux fragments de tuiles !. Les premiers ont été empruntés aux moraines voisines. Quelques mètres en aval, une carrière récente ouverte le long de la route qui conduit à Carate montre un contact net entre des argiles jaunes stratifiés, dépourvues de tout caillou, et les conglomérats fluviatiles. Le cas sur lequel s'appuie A. Riva est donc purement fortuit et le matériel a été de toute évidence rapporté.

Les argiles se sont révélées pauvres en pollens. Leur détermination est cependant intéressante. A côté du chêne et du noisetier, le pinus sp type haploxylon est dominant, mais il peut-être aussi bien du matériel tertiaire (Pontien) que du Quaternaire ancien où il est fréquemment cité (F. Bourdier, I962). Le noisetier, d'après F. Bourdier (I962) n'apparaitrait qu'au villafranchien dans la vallée du Rhône. Elles confirment l'âge villafranchien déjà avancé de la formation, mais elles ne prouvent pas la présence d'une végétation de climat froid, ce qui va à l'encontre des affirmations de A. Riva et d'une proximité du glacier Günz.

Comme en Valsassina (coupe de Barzio), elles devraient être attribuées à une phase interglaciaire. Leur assimilation avec les sables à éléments de la Valteline ne repose sur aucun fondement. Nulle part en Brianza on ne trouve de preuve d'une grande avancée du glacier Günz loin sur le piedmont : seul le "ceppo polygénique" marque celle-ci, mais le relief du bras de Lecco ne lui a permis de dépasser largement le contact plaine-montagne.

(3) le problème des déformations tectoniques du piedmont de la Brianza.

La série conglomératique de Paderno d'Adda, bien litée dans sa partie supérieure, ne présente pas de traces de déformations tectoniques. Toutefois on peut se demander si elle n'a pas été déformée par un mouvement à vaste rayon de courbure qui expliquerait avec la puissance de creusement de l'Adda et la subsidence de la basse plaine padane, le creusement du canyon de Paderno. En effet aussi bien à l'est de Bergame qu'au Sud de Come vers l'Ouest, les rivières (Lura, Seveso, Serio) sont à peine encaissées dans le ceppo villafranchien. A Paderno la subsidence est nulle puisque la base du Villafranchien (argiles à Mastodon Arvenensis) est à 180 mètres d'altitude. Cette zone épargnée par la subsidence a peut-être été relevée par un faible mouvement positif se localisant entre Lambro et les collines crétacées de Bergame.

La bordure immédiate des Préalpes présente par contre des traces évidentes de déformations tectoniques liées à un rejeu de la flexure bordière. Les conglomérats polygéniques du Lambro, affleurent à 230 m. vers Carate Brianza, mais à 315 mètres au sud du lac d'Alserio où ils forment des collines de Costone et Cascina Monticello, I kilomètre au nord de Lurago d'Erba, soit une pente de 8%. Près de celles-ci, les couches présentent des pendages de 10° dans un matériel pas très grossier, montrant ainsi un rejeu de la bordure des Préalpes. Au sud du pont d'Almeno San Salvatore qui franchit le Brembo,

les argiles pliocènes et le conglomérat villafranchien sont basculés vers la plaine et offrent des pendages, difficiles à apprécier avec précision à cause de la cimentation, de l'ordre de I5 ° - 20° . Les rejeux tectoniques villafranchiens se sont ainsi manifestés sur la bordure. Partout le ceppo forme le soubassement solide sur lequel les glaciations du Quaternaire moyen et récent ont accumulé des moraines et construit des terrasses.

b) les accumulations morainiques sont dues pour la quasi-totalité à la dernière glaciation -

Les caractères généraux des accumulations morainiques de la Brianza orientale et de l'Albenza occidentale ont été évoqués ci-dessus. Comme vers l'ouest, l'arc morainique principal pose le problème essentiel puisqu'il permet à la fois de dater les moraines en retrait et le niveau fondamental de la plaine auquel il se raccorde. Classé simplement comme cordon morainique mais distingué des terrasses pré-würmiennes par la carte géologique de Come (I937) établie par A. Stella et E. Repossi, il a été attribué au Würm par A. Riva (I948-I957), P. Gabert (I962), F. Ugolini et G. Orombelli (I968), tandis que S. Venzo le datait du Riss ainsi que plusieurs arcs morainiques en retrait. Le moment est venu de reprendre le problème à partir des données du terrain et d'examiner s'il représente bien le stade d'avancée maxima de la dernière glaciation.

Sur la base des critères établis comme fondements d'une distinction des dépôts des trois dernières glaciations (Ière partie, chapitre 6), il ressort qu'il présente toutes les caractéristiques des accumulations würmiennes. Outre la fraîcheur et la vigueur de ses formes, ses pentes fortes, la continuité remarquable de l'arc(1), il n'est jamais recouvert par une couverture de limons loessiques bruns-jaunes. Partout le matériel morainique est frais : cailloutis et blocs erratiques sont souvent à fleur de terre. Sur les versants en faible pente s'est développé un sol brun tandis que le sommet du vallum est lessivé sur une épaisseur de plusieurs mètres. La carrière ouverte dans cette formation au nord du Monte Robbio de

(I) photo 16, Planche IX.

Paderno d'Adda montre une podzolisation sur 3-4 mètres, mais le nombre d'éléments calcaires atteint 30 % (tableau n° 2). La construction de la voie expresse Milan-Lecco traversant tout l'amphithéâtre morainique confirme par une remarquable série de coupes des observations dispersées : après la bifurcation de Giussano, les deux arcs morainiques ont un matériel frais, riche en calcaires, couronnéespar un sol brun s'épaississant vers le bas du versant. Rien ne les distingue par leur altération des moraines de l'intérieur du vallum principal, soit immédiatement après le pont du Lambro, soit Costa Malpaga ou celles fermant le lac de Pusiano. La distinction avancée par S. Venzo (1948) d'une altération plus profonde des arcs externes ne se vérifie pas : seule la partie la plus élevée du vallum est podzolisée. Cela tient à une situation topographique mais non à une évolution sous des climats différents.

A l'est de l'Adda, le problème se complique du fait de l'existence de deux arcs morainiques distincts, mais de hauteur semblable vers Vanzone et Carvico, de part et d'autre du Monte Giglio. Tous deux sont rangés dans le Riss par S. Venzo (1948) tandis que P. Gabert (1962) attribue l'arc interne au Würm. Les coupes sont rares et peu profondes, mais à Vanzone sur l'arc externe affleure un matériel très frais sans couverture de loess avec de gros blocs. A Carvico, sur le bord de la route de Villa d'Adda, une carrière abandonnée et clôturée appelle les mêmes remarques ; dans l'arc interne, une tranchée montrait un sol lessivé mais sans couverture limoneuse superficielle. L'une et l'autre doivent être classées dans le Würm, de même que la belle moraine frontale de Pontida au nord du Colle dei Frati. Ces aspects différents (arc unique ou deux plus ou moins accolés) peuvent être interprétés soit comme le résultat de pulsations locales du front glaciaire, soit attribués à deux phases d'avancée, solution moins satisfaisante car alors on ne conçoit pas la discontinuité de l'arc interne.

Le vallum principal ne marque pas l'avancée extrême du glacier würmien. Dans le centre de la région, entre Casatenovo et Carate Brianza, un petit cordon morainique discontinu, 400 à 500 mètres en avant de la grande moraine a un matériel tout aussi frais que

celle-ci. De même à Merate, celui-ci se trouve deux cents mètres en avant (point 307, Novate Brianza). Dans les deux cas, ils sont dans l'axe principal de progression du glacier, de chaque côté du Montevecchia, enregistrant les moindres poussées. Le front glaciaire s'est stabilité légèrement en retrait de son extension maxima.

Les accumulations en arrière de l'arc morainique principal sont d'âge würmien : nulle part elles ne présentent une altération profonde susceptible de les rapprocher des sols développés sur les formations rissiennes. Au sud des trois petits lacs préalpins, le glacier würmien a construit une série d'arcs morainiques lors des stades de retrait : les plus continus sont ceux qui forment vers le sud ces trois étendues lacustres. Le cône de déjection du Lambro, au sud d'Erba a séparé les lacs Pusiano et d'Alserio qui formaient auparavant un ensemble unique. Entre les arcs morainiques, les dépressions ont été colmatées et drainées par les hommes. Les phénomènes d'obturation sont rares : seule la vallée de Rovagnate, étudiée par A. Riva (1954) en offre un exemple remarquable, entre le Monte San Genesio au nord et le Montevecchia au sud. L'accumulation morainique qui forme le replat de Ceregallo (457 m.) Monte San Genesio (370 m) sur le bord méridional de la vallée prolonge vers l'Est la grande moraine de Monticello Brianza, Vigano, Sirtori. Elle se rattache à la moraine principale de la vallée de l'Adda, autour de Canova et se suit par Boffalora, Calco et au nord de Merate. De même le stade de Rovagnate - Santa Maria Hoé est lui aussi würmien et suit dans l'arc morainique de Barzano - Villanova vers l'ouest. A l'ouest de Rovagnate, le glacier lors de son recul a stationné à Cologna et à Castello di Brianza, construisant deux accumulations d'allure morainique et déterminant des zones lacustres remblayées par la Bevera. Les deux cordons de Cologna et de Castello sont des formations pro-glaciaires données par le réétalement des apports de glaciaires dans les eaux du lac de barrage. Essentiellement constituées de sables auquels se mêlent de gros blocs, elles sont litées, avec un fort pendage et passent aux séries sableuses et argileuses du bas-fond de la vallée. Ainsi entre le Montevecchia et le lac d'Annone, il y a pour le moins cinq stades glaciaires mais seuls les plus externes ont construit de grosses accumulations morainiques. Au maximum würmien

le glacier a construit le grand replat de Costiera Polgina (665 m), Ravellino (589 m) et Colle Brianza sur le versant occidental du San Genesio, puis l'altitude de son front s'abaissait rapidement à 460 mètres vers Rovagnate - Sirtori par suite de son étalement dans les plaines de la Brianza.

Le long de la vallée de l'Adda, le glacier würmien resserré entre les versants raides de l'Albenza et du Monte San Genesio a sculpté des replats glaciaires garnis de moraine. Sur la rive droite, la plus escarpée, ce sont ceux d'Ervé et de Carenno. Ce dernier est marqué par un arc morainique vers 650 mètres qui pendant le maximum würmien a détourné vers son extrèmité méridionale les eaux de la Valle dei Morti. En contrebas, une série d'accumulations morainiques de bordure sous forme de "terrazzi" adoucit le relief de ce versant. A l'ouest de l'Adda, le flanc oriental du San Genesio aux pentes moins abruptes comporte deux replats : Consonno (630 m, maximum würmien) et celui plus continu de Dorzio (569 m) Biglio (559 m) Veglio (513 m) Aizzurro (487 m). Le replat de Valgreghentino est d'origine structurale sur le flanc occidental de l'anticlinal des calcaires crétacés du "Sass della Luna", mais remblayé également de matériel glaciaire. Au sud de Calolziocorte, le front glaciaire s'abaissait fortement après le franchissement du verrou que constituaient les calcaires de l'anticlinal Monte Marenzo - Valgreghentino, de l'élargissement de la vallée de l'Adda vers Brivio et des diffluences glaciaires par les deux vallées du Monte Marenzo et celle de Pontida. Les deux arcs morainiques très frais divisant le drainage du Val Beretta et du Val di Roviago marquent l'avancée maxima du glacier par celles-ci.Elles tiennent lieu de ligne de partage des eaux et l'on ne rencontre pas vers l'est d'accumulation glaciaire. Entre le Colle dei Frati et les basses pentes de l'Albenza la vallée plus large et plus basse a permis au glacier würmien de s'avancer jusqu'à Pontida dont le matériel très frais ne saurait être attribué au Riss (S. Venzo, 1948). Dans la vallée de Caprino, les eaux du Somma et du Sommaschio ont construit contre le front glaciaire une série de terrasses d'obturation (383, 350, 313, 280 mètres) au fur et à mesure de son retrait, d'où l'absence de cordon morainique. C'est le même processus qui explique les niveaux étagés entre Cisano

et la vallée de l'Adda, véritables terrasses d'obturation. Mais à l'est de Cisano où le front du glacier a stationné, barrant l'écoulement vers l'Adda, se sont accumulés en arrière de la moraine de Pontida d'épais bancs d'argiles dont l'âge est würmien, postérieur à l'expansion maxima du glacier.

Des arcs morainiques bien dessinés, en arrière du front principal, n'existent qu'entre Brivio et Merate et l'amphithéâtre de Villa d'Adda ; en contrebas des deux moraines terminales si nettes de Vanzone et Calusco se présentent des niveaux d'obturation latérale disposés en hémicycle. Convient-il d'y voir la trace de plusieurs stades comme S. Venzo qui identifiait cinq stades rissiens ? Un retrait saccadé du front glaciaire explique ces formes mineures. Mais l'existence d'un double cordon morainique sur le front de l'Adda, et ailleurs aussi, les importants dépôts d'argile de Pontida entre les deux moraines les plus externes, les deux replats du San Genesio (Consonno et Dorzio) semblent prouver deux poussées successives du glacier würmien (Würm I et II ?) en arrière desquelles celles de Brivio et de Cologno, puis des lacs d'Annone et de Pussiano constitueraient deux autres stades. C'est entrer dans le domaine des hypothèses, seule une étude des nombreuses accumulations lacustres permettra d'identifier les variations climatiques du Würm dans cette partie des Alpes et de leur rattacher les formations morainiques.

c) Les dépôts morainiques pré-würmiens et le problème des terrasses quaternaires -

En avant des grands arcs morainiques du Würm, les moraines rissiennes ne constituent que des dos de terrain épars et surbaissés. A. Riva (1957) et P. Gabert (1962) y rangent les petites collines de Calo et Giovenigo, moins d'un kilomètre au sud des moraines les plus avancées du Würm, à l'ouest et au sud-ouest de Casatenovo. Vers Merate, ce ne sont que les monticules de ce village et au sud de celui-ci, coupés maintenant par la route qui évitant le centre joint Cernusco à Robbiate. Dans son parcours en tranchée une couche de limons épaisse de 1 à 2 mètres recouvre un paléosol Riss - Würm très altéré. A l'est de l'Adda elles n'existent pas.

Toutes aussi réduites sont les traces des moraines du Mindel, mis à part l'arc encore bien marqué de Camparada sur lequel l'accord est unanime et dont F. Ugolini et G. Orombelli (1968) donnent une coupe (p. 793 et 794). A Calusco d'Adda, les fondations profondes nécessitées par la construction d'une nouvelle église ont fourni une bonne coupe, mais fugitive, de ce matériel très altéré.

Par contre, comme en Brianza occidentale, les terrasses du Mindel et du Riss sont bien développées à cause dè l'éloignement de la subsidence padane. A l'est de l'Adda, c'est le niveau le plus élevé (Mindel) de l'Isola Bergamasca, dont le plan incliné parfait est dû à une épaisse couche de loess bruns jaunes würmiens utilisés par les carrières de nombreuses tuileries. A l'ouest de l'Adda il forme les hautes terrasses de Verderio-Mezzago, Ronco Briantino, Lesmo. En contrebas se développe le niveau rissien 10 à 15 mètres plus bas : l'un et l'autre ont été longuement décrits et cartographiés par A. RIva, P. Gabert, sans qu'il soit nécessaire d'y revenir. C'est cette interprétation que reprend la récente carte géologique au I/100.000 Milan. La grande dépression de Seregno - Giussano se prolonge au nord par Alzate Brianza et se raccorde à la fois aux moraines würmiennes externes des lacs d'Alserio, du Monterfano et d'Albese. Seule entre ces deux grands arcs continus, la colline isolée d'Albese est vraisemblablement (en l'absence de toute coupe) un vestige de l'arc rissien, disloqué et ennoyé par l'épandage fluvio-glaciaire würmien. En avant des grand vallums würmiens de Casatenovo et de Merate, le fond des vallons se raccorde à ceux-ci et rejoint à l'aval le niveau würmien. P. Gabert (1962) a minutieusement montré son passage au niveau fondamental de la plaine.

Cependant le long de l'Adda et à l'est de ce fleuve, il n'y a que deux terrasses bien nettes (Mindel et Würm, figure 112). Le long de l'Adda, la terrasse rissienne se réduit au mince replat (270 m) sur lequel est installé le village de Robbiate - Paderno recouvert par les limons bruns jaunes du Würm comme le montraient les travaux nécessités par l'installation d'égoûts. Les deux terrasses distinguées par P. Gabert sur la rive gauche, en rapport

avec les deux arcs morainiques de Vanzone sont würmiennes : au sud de la voie ferrée, elles ne forment qu'un seul niveau (vers 264 m) qui s'abaisse rapidement vers l'aval. La terrasse du Mindel ne domine que de peu les deux autres niveaux puisqu'elle est à 272 mètres à Calusco. Cela tient à une véritable superposition des accumulations morainiques du Riss et du Würm, la moraine de l'avant dernière glaciation ne se trouvant qu'à quelques centaines de mètres de celle du Würm ! On doit se demander si à l'est de l'Adda les dépôts rissiens ne sont pas purement recouverts par les moraines würmiennes. Plus à l'est le long du Grandone, comme en bordure l'Isola Bergamasca, la terrasse mindelienne surplombe immédiatement le niveau würmien en rapport avec les arcs de Carvico et de Pontida. Ce dernier, à l'est de Pontida vers Gromolongo est dominé par un niveau de 310-300 mètres, s'abaissant vers l'Est, d'âge mindelien. Une coupe magnifique se trouve au pied occidental de la colline 299, au nord de S. Sassino. Elle montre sous une couche de 3 à 4 mètres de loess würmiens, un matériel hétérogène, mais bien roulé, comportant surtout de gros blocs de grès crétacés. Ce fluvioglaciaire mindelien est altéré sur plus de 10 mètres : les blocs de grès pourris et réduits à l'état de fantômes se désagrègent au moindre choc. C'est 500 mètres plus à l'est, le long de la route conduisant à Barzana que l'on rencontre à 285 mètres un dépôt rissien, très riche en grès rouges permiens, caractéristiques des accumulations du Brembo voisin. Pendant le Riss, les apports du Brembo se sont développés au détriment de ceux de la diffluence du glacier de l'Adda.

La même situation se vérifie à l'extrémité occidentale de l'arc würmien de Merate, en avant duquel se développent le long de la Roggia Molgora les terrasses des trois glaciations dont les paleosols sont magnifiquement tranchés par la nouvelle route de Cernusco au Montevecchia (figure II3). Seul subsiste en amont un dos morainique mindelien qui ferme la vallée de Bagaggera dont les carrières d'argile présentent une des plus belles coupes du Quaternaire moyen et récent (figure II4).

Du haut vers le bas on peut distinguer :

I - 0 m, 60 de limons bruns jaunes décalcifiés (Würm) plus épais vers le bas du versant.

2 - 0 m,80 de limons bruns rouges avec des cailloutis épars très altérés, la structure est prismatique.

3 - I m à I m,20 (la couche s'épaississant vers le bas du versant) de cailloutis allogènes (quartz, roches cristallines et métamorphiques) altérés, emballés dans une matrice argileuse rouge. Le matériel est roulé et certains éléments dépassent 20 centimètres. Il recouvre les horizons 4 et 5 par une nette ligne de discontinuité.

4 - Vers l'est, apparaissent des bancs de sables et d'argiles entre lesquels s'intercalent de petits cailloutis. Les éléments sont frais, il n'y a pas de trace d'altération. Bien qu'il ne soit pas possible d'en voir le prolongement vers la carrière d'argiles abandonnée et remblayée où S. Venzo (I955) signale avoir trouvé des restes de Cervus, des troncs d'arbres, des pollens de sapins, pins et hêtres, il y a lieu de penser qu'elle en est la suite vers l'amont de la vallée.

5 - de 0 m, 80 à Im . de limon s bruns rouges avec rares cailloutis très altérés.

6 - de I m, 30 à 0 m,80 d'un mélange d'argile et de cailloutis abondants, mais de petites dimensions. Comme l'horizon 5, la structure est typiquement prismatique.

7 - 20 à 30 cms de limons bruns rouges.

8 - I m,50 d'argiles et de cailloutis de couleur brun rouge (I0 - 20 cms) roulés, très altérés et patinés. Seuls les quartz subsistent, mais ternis. Aucune stratification n'est apparente,

on y observe quelques fantômes de blocs plus grossiers.

9 - les bancs du flysch gréso-pélitique du soubassement ont été profondément attaqués par l'altération qui les pénètre par un véritable front, caractéristique de la base du ferretto Mindel - Riss, le flysch altéré donne de grands polyèdres, recouverts de traînées de manganèse.

L'interprétation de S. Venzo (1955) d'un dépôt d'argiles lacustres dues à la moraine mindelienne sur laquelle se trouve le petit village de Bagaggera ne peut être retenue, de même que la présence des pollens et du cerf n'est pas un critère suffisant d'une attribution au Mindel II, mais seulement une indication climatique.

Deux altérations pédologiques différentes doivent être distinguées de part et d'autre des lits de cailloutis, sables et argiles non altérés du banc n° 4. Au dessus, des cailloutis et limons rubéfiés, sous les loess würmiens peuvent être rangés dans le Riss et l'altération attribués au dernier interglaciaire. La partie inférieure (5 à 9) est une altération de type ferretto Mindel - Riss, classique par sa profondeur et l'altération des cailloutis : l'accumulation, avec une formation morainique douteuse à la base (8) marque deux périodes comportant chacune un épandage détritique suivi d'un dépôt de limons : Mindel I et Mindel II ? Les bancs de sables et argiles non ferrétisés (4) sont postérieurs début de la glaciation rissienne .

La présence de deux phases froides pendant le Mindel avancée par S. Venzo et P. Gabert trouve une preuve supplémentaire. Cette coupe montrant le creusement des petites vallées du piedmont avant le Mindel, pose le problème de l'extension de cette glaciation, la moraine ferrétisée de Bagaggera se trouve au débouché de la vallée sur la plaine. On doit donc supposer qu'une phase d'avancée plus importante (Mindel I ?) marquée par l'horizon n° 8 a accumulé des moraines tapissant les versants, réétalés ensuite par le ruissellement

pendant les phases humides et froides postérieures (Mindel II, Riss). Une seconde hypothèse serait un apport de moraine sur le sommet du Montevecchia par le glacier venu du versant septentrional : aucun dépôt n'a pu en être retrouvé, ce qui rend plus plausible la première solution.

L'intérêt de la coupe dépasse son cadre local. Le glacier mindelien, extrêmement puissant s'est avancé assez loin pendant une première phase à laquelle on peut attribuer le grand arc de Camparada, tandis que les dos morainiques en retrait (Bagaggera, Calusco) seraient les restes d'un stade postérieur (Mindel II ?). L'accumulation a été permise par le barrage morainique de Bagaggera. Cependant, elle ne doit pas faire perdre de vue que la terrasse mindelienne est unique dans la plaine lombarde, à cause sans doute de l'épandage post-glaciaire des accumulations meubles, puis de celui de la couverture de loess rissiens et würmiens.

Dans son ensemble le piedmont de la Brianza orientale et de l'Albenza, si il présente la classique succession de terrasses comme au sud de Come, voit une plus grande extension des dépôts würmiens. Ceux-ci forment l'essentiel des accumulations glaciaires. Ils ont bousculé ou recouvert les moraines rissiennes dont quelques restes se trouvent aux abords immédiats de la grande moraine. Dans la Brianza occidentale, ceux-ci sont bien conservés sous forme de plusieurs cordons discontinus mais loin du front würmien. Il en va de même pour les moraines du Mindel. Cette situation tient à l'évolution d'ensemble de la région des Préalpes et de sa bordure pendant le Quaternaire.

CONCLUSION

Le creusement des vallées et du lac de Come apparaissent en liaison avec l'extension des différentes glaciations sur le piedmont lombard vers Come et Lecco. L'étude des dépôts montre quatre périodes glaciaires marquées par une descente des glaces au moins jusqu'au contact plaine - montagne.

La plus ancienne (Günz) n'a qu'une importance réduite dans la morphologie actuelle. Elle n'en a pas moins constitué le support conglomératique sur lequel s'est bâti le niveau mindelien et se sont inscrites les terrasses postérieures (Riss, Würm) dans leur partie amont. Le cas de l'Adda est le plus caractéristique, ailleurs le remblaiement l'emporte, donnant des terrasses emboitées. Dans la Valsàssina, déjà creusée et drainée vers Lecco, le glacier Günz atteint les limites des moraines würmiennes, mais sur le piedmont de Lecco, il n'a guère dépassé cette ville. Son rôle morphologique est cependant considérable puisqu'il a ouvert le drainage actuel par le bras oriental.

Le passage du glacier par celui-ci a été favorisé par son tracé rectiligne sur une zone de faiblesse structurale alors que par Come il était plus gêné et trouvait l'obstacle de la crête de gonfolite. La voie de Lecco est allée s'élargissant et a pris, au cours du Quaternaire, plus d'importance dans la part de glaces écoulées, au détriment de sa voisine. Il faut y voir la raison de la proximité des moraines des trois dernières glaciations au sud de Lecco, voire de l'accolement ou de la superposition probable de celles du Riss et du Würm.

A l'ouest comme à l'est, le glacier mindelien (avec deux phases de progression) s'est étendu loin dans la plaine. C'est la plus grande glaciation des Préalpes lombardes, mais la puissance de l'altération, l'épandage des acccumulations en laissent un témoignagne essentiellement sous la forme de vastes terrasses. La glaciation du Riss se place partout en retrait par rapport à la précédente, ses restes en sont inégalement distribués sous forme de cordons plus nombreux en Brianza occidentale. L'avancée du glacier würmien a été plus importante par Lecco que par Come : à l'est, il rejoint presque les moraines du Riss. Il constitue les basses terrasses, ressérées à l'amont, se développant largement au sud dès que la subsidence devient notable.

Le creusement du lac a été progressif au cours du Quaternaire. On ne trouve pas de trace d'un creusement interglaciaire Günz - Mindel

du piedmont lombard : les dépôts mindeliens recouvrent le ceppo villafranchien, mais la terrasse rissienne est emboitée dans la précédente. Les dépôts des rives du lac (Tremezzina, Mandello) se relient à ces observations pour prouver l'existence du lac au moins dès le Riss - Würm, mais sans doute dès l'interglaciaire précédent.

La glaciation würmienne a joué le rôle principal dans la construction du piedmont, constituant la plus grande partie des accumulations glaciaires, les plus considérables, et bâtissant le niveau fondamental de la plaine padane. Cette prééminence s'affirme à l'est, au débouché des vallées du bergamasque et en avant du lac d'Iseo.

CHAPITRE 8

VALLEES ET PIEDMONT DES PREALPES BERGAMASQUES

Les trois vallées bergamasques du Brembo, du Serio et de l'Oglio se présentent sous des aspects différents. Alors que les deux premières vont prendre naissance sur la ligne de crête orobique, puis par un tracé long et sinueux s'encaissent dans les Préalpes sédimentaires, la vallée de l'Oglio alimentée par les eaux et les glaciers de l'Adamello a creusé une large vallée aboutissant au lac d'Iseo. Le glacier du Val Camonica, beaucoup plus puissant a construit l'amphithéâtre morainique d'Iseo, envoyé des diffluences vers le val Cavallina, le val Borlezza et rejoint celui du Serio vers Clusone au moment des plus grandes glaciations (Mindel, Riss).

L'empreinte des glaciers quaternaires dans ces trois vallées, est inégale. La vallée du Brembo, occupée seulement dans sa partie amont, offre des accumulations morainiques et des terrasses bien étagées ; celle du Serio est la plus intéressante par l'importance des dépôts prémindeliens et des phénomènes d'obturation glaciaire vers Clusone. Le Val Camonica et son piedmont annoncent l'amphithéâtre morainique du lac de Garde.

I - LA VALLEE DU BREMBO

La haute vallée du Brembo draine une grande partie des eaux de la chaîne orobique, des contreforts occidentaux du Pizzo Tre

Signori (2554 m.) au Pizzo del Diavolo di Tenda (2914 m), soit un front de quelques trente kilomètres, en face sud. L'unité de l'écoulement ne se réalise qu'au sud de Piazza Brembana ; au nord, la rivière se divise (Brembo de Corona, de Foppolo, d'Olmo, Val Mora, Valtorta). Malgré l'étendue de ce bassin, l'altitude encore moyenne des hauts sommets ne dépassant que rarement 2500 mètres sinon vers l'Est, l'orientation plein sud expliquent la modeste expansion des glaciers quaternaires.

I°) L'extension réduite des glaciers quaternaires.

La vallée encaissée du Brembo, hormis quelques rares bassins (Piazza Brembana, Branzi) se prêtait mal à la conservation d'arcs morainiques que l'écoulement des eaux a souvent dispersés. En amont de Piazza Brembana, des moraines tapissent les replats de Piazzola et de Piazzolo (800 et 750 mètres) : l'épaisseur du glacier wurmien de la vallée du Brembo d'Olmo ne dépassait pas 150 mètres. Les glaciers des deux vallées du Brembo ne se sont pas rejoints pendant la dernière glaciation construisant des arcs morainiques distants d' 1 km5 l'un à Piazza Brembana, l'autre immédiatement à l'est de Valnegra, à Foppo. Celui de Piazza Brembana a eu pour effet de bloquer les eaux du Brembo sur son bord méridional où elles coupent en gorge les calcaires dolomitiques.

C'est au Riss que l'on attribue justement la moraine bien conservée de la Costa vers Camerata Cornello (572 m). Le glacier de l'avant-dernière phase froide s'est avancé sept kilomètres plus loin que celui du Würm. Cette différence importante tient à l'étroitesse de la vallée méridienne du Brembo, canalisant les glaces et accentuant les déplacements du front. On ne peut ranger dans cette-ci le matériel grossier et frais de la Gioggia, dans le fond de la vallée (A. Desio, 1945) qui est un épandage fluvioglaciaire würmien. Malgré nos recherches, de véritables dépôts morainiques ferretisés (Mindel) n'ont pu être découverts, pourtant la terrasse en rapport avec cette glaciation se suit en aval de San Giovanni Bianco. Les dépôts ferretisés les plus en amont se trouvent à Cornalità à 560 mètres, au-dessus de San Giovanni. Mais la coupe due à une

ouverture de route, n'était pas suffisante vu l'altération du matériel pour y reconnaître un aspect de moraine. En aval de San Pellegrino, la terrasse d'Endenna montre un matériel fluvio-glaciaire très grossier entièrement ferretisé. Le glacier mindelien avançait assez loin, peut être jusqu'à Cornalità.

Des conglomérats forment une banquette discontinue entre San Giovanni et Piazza Brembana, recoupée par l'ancienne voie ferrée de la Valle Brembana. L'âge villafranchien est prouvé par le dépôt de moraine rissienne de la Costa et les dépôts ferretisés plus haut sur les versants. Au débouché sur la plaine, les alluvions mindeliennes couronnent ce conglomérat. En amont de San Giovanni, les coupes nombreuses dans la tranchée du chemin de fer et le long de la route montrent un matériel divers, très grossier à la base où il comporte à côté de blocs roulés, de gros éléments calcaires provenant des parois voisines, sans jamais avoir un aspect typiquement morainique. Dans la partie supérieure il passe à des cailloutis bien roulés où s'intercalent des bancs de sable. Sur une formation fluvioglaciaire (Günz ?) repose un matériel fluviatile. Le "ceppo" absent en amont du confluent des deux Brembo, montre, mais de façon moins évidente que dans la Valsàssina ou la Vallée du Serio que les glaciers prémindeliens n'ont fait, au mieux, qu'atteindre la limite de l'expansion würmienne. La cimentation en a fait une roche plus résistante que des calcaires et dolomies : à La Costa, le Brembo a creusé sa vallée actuelle à côté de celui-ci qui fossilise son ancien tracé.

2°) Les terrasses quaternaires du Brembo et son débouché sur la plaine padane (figure II5).

Les moraines des trois dernières glaciations échelonnées dans la partie amont du Brembo à des altitudes différentes donnent vers l'aval un remarquable système de terrasses étagées. Entre San Giovanni Bianco et Ambria la vallée qui est une véritable gorge n'en a pas conservé de traces, mais elles se développent sur la rive gauche du fleuve à hauteur du Zogno. La terrasse mindelienne constitue

le replat d'Endenna, à 410 mètres, soit 95 mètres au dessus du fond de la rivière actuelle, avec des alluvions grossières de la partie amont du Brembo entièrement ferrettisées (tableau n° 3, échantillon 2) et recouverte par d'abondants débris de versant. Plus bas, des alluvions du Brembo, à 370 mètres, marquent le niveau rissien qui se suit vers l'aval par la terrasse de Stabello - Pratomano - Sedrina. Vers Zogno, la terrasse würmienne apparaît vers 330 mètres alors qu'elle est inexistante en amont de cette localité par suite de l'encaissement de la vallée. Dans la partie médiane de la vallée préalpine du Brembo, le creusement de la rivière est de 100 mètres depuis le Mindel, de 60 mètres depuis le Riss, d'une vingtaine de mètres depuis le maximum würmien. Ce fort creusement doit être attribué à la subsidence de la plaine, mais aussi à un relèvement post-villafranchien, démontré par les déformations des conglomérats villafranchiens au sud d'Almeno. Le Brembo doit racheter une forte pente avec une dénivellation de 220 mètres entre Piazza Brembana et Villa d'Almé, sur 37 kilomètres, d'où un creusement rapide, malgré des conditions lithologiques très dures.

A la sortie des Préalpes, l'enfoncement de la rivière est tout aussi marqué sur la flexure préalpine. Les terrasses ne sont emboitées qu'au sud de Brembate tandis qu'en amont elles sont étagées et taillées dans les conglomérats villafranchiens et le Crétacé. Elles sont remarquables vers Almeno et Villa d'Almé où l'on distingue (figure 116) :

1) une terrasse mindelienne, vers 324 mètres, peu étendue (Almeno San Salvatore, C^{na} Monte Bianco) recouverte à l'ouest, vers Almeno San Bartolomeo et Canovo de limons riches en matériel cryoclastique.

2) la terrasse rissienne est présente sur les deux rives, s'abaissant de Villa d'Almé (300 mètres) à Paladina (275 m) Scano (261 m) et Mozzo (252 m) sur la rive gauche, tandis qu'à l'ouest, moins développée, son rebord se suit de Cascine à Brembate et Sottoriva.

3) Deux niveaux wurmiens se situent en contrebas :

a) La terrasse de Zogno se poursuit par celle de Madonna del Castello (280 m), à l'est d'Almenno San Salvatore. Elle se suit le long du Brembo et passe au niveau fondamental de la plaine lombarde vers Curno à l'est, Presezzo et Bonate di Sopra à l'ouest (240 m). Il se raccorde au niveau würmien Ambivere - Terno d'Isola, issu des arcs morainiques de Carvico et de Pontida. Les coupes observées tant dans la vallée du Brembo que dans la plaine, le long du canal d'irrigation de Mapello montrent un matériel très frais.

A l'ouest de Brembate et de Cascine, la terrasse rissienne est disséquée par les torrents Borgogna et Lesina, dont le remblaiement würmien, abondant au débouché de la plaine, arrive à sa hauteur.

A l'est de Villa d'Almé, les glacis d'épandage de Sorisole - Azzonica (Ière partie, chapitre 8, I, 3 a) montrent trois niveaux :

- Le plus élevé (San Ama 370 m, Castello dei Peli 338) se raccorde à la terrasse du Mindel.

- Le niveau intermédiaire (de 350 à 300 mètres) forme l'essentiel du bassin, en relation avec l'obturation de la terrasse rissienne du Brembo.

- Le fond des vallons et les argiles de Petosino témoignent d'un remblaiement würmien et post-würmien. Pendant l'interglaciaire Riss-Würm, l'écoulement s'est établi par la Morla, en direction du Serio, sans doute par une capture par déversement au niveau de Sorisole. Le bassin de Petosino, privé des eaux du Canto Alto, n'a pu ni creuser de profonds talwegs, ni voir un émissaire assez puissant pour couper la terrasse rissienne. Le remblaiement würmien a colmaté la zone la plus basse, restée longtemps marécageuse où E. Caffi (1938) a découvert des restes de palaffite et un outillage de l'âge du bronze. La médiocrité de l'écoulement fait que la Quisa a suivi la pente de la terrasse rissienne en y déerivant

des méandres et ne rejoint le Brembo que vers Ponte San Pietro.

b) une terrasse würmienne emboitée dans la précédente, apparaît vers 230 mètres au nord de Ponte San Pietro et se suit le long de la rive gauche du Brembo, se plaçant à 20 mètres au dessus du lit actuel de la rivière.

L'étagement des terrasses climatiques remarquable au débouché immédiat des Préalpes s'estompe rapidement vers le sud. Vers Ponte San Pietro, la terrasse du Riss n'est qu'à dix mètres au-dessus de l'épandage würmien. Au sud de cette ville, celui-ci constitue à l'est de la haute terrasse mindelienne de l'Isola bergamasca toute la plaine lombarde, donnant le niveau fondamental. La vallée du Serio présente un cas analogue, mais les terrasses du Riss et du Mindel ont une place plus restreinte sur le piedmont.

II - LA VALLEE DU SERIO ET SES BORDURES

Le Serio prend ses sources dans la partie la plus élevée des Alpes orobiques, entre le Diavolo di Tenda et le Monte Gleno. Bien que son bassin soit beaucoup moins étendu que celui du Brembo, l'altitude plus forte des sommets et une rapide concentration du drainage vers Valbondione lui ont assuré un englacement important. Les glaciers quaternaires se sont avancés assez loin, puisque les moraines würmiennes constituent les collines de la Selva, entre Parre et Clusone. Le glacier atteignait alors 32 kilomètres. En amont du confluent du Valcanale, la vallée du Serio est remarquablement calibrée en auge dans les micaschistes du socleorobique mais encombrée d'énormes blocs de porphyrites et de tufs permiens provenant d'éboulements post-glaciaires. Après avoir franchi les deux verrous de Gromo et de Ponte Nuovo donnés sur la retombée méridionale du bombement de Trabuchello par les porphyrites permiens et les calcaires dolomitiques du Ladinien, elle s'élargit un peu, et apparaissent des terrasses et des accumulations morainiques très abondantes vers Ponte Nossa, au débouché du bassin de Clusone. Celui-ci revêt un intérêt morphologique exceptionnel du fait de sa situation

entre la Presolana, la diffluence glaciaire de l'Oglio par le Val Borlezza et la vallée du Serio. La vallée du Serio vers Parre - Nossa est inséparable de cet ensemble assez complexe. Alors qu'en aval la vallée du Serio présente la succession classique des trois terrasses quaternaires, accumulations morainiques et terrasses se sont succédées, interférant les unes les autres à l'est de Nossa.

I°) Le bassin de Clusone et la vallée du Serio entre Nossa et Villa d'Ogna.

L'étude morphologique de cette région, véritable carrefour centré sur Clusone, est d'autant plus intéressante qu'elle se situe à six kilomètres en amont du bassin de Leffe où les travaux de S. Venzo et F. Lona (1950) ont fondé la chronologie du Quaternaire ancien de cette partie des Alpes (1ère partie, chapitre 5, II, I°). Elle permettra de tenter des rapprochements entre les phases froides déterminées par l'analyse des pollens et les accumulations morainiques et fluvioglaciaires du Nossa-Parre.

La situation de cette zone dans l'ensemble préalpin est exceptionnelle : la proximité des zones les plus élevées des Préalpes lui a permis d'enregistrer les glaciations les plus anciennes. Une tectonique complexe (glissement des masses charriées du groupe de la Presolana et de la Val Canale, grandes cassures longitudinales des Préalpes) et tardive s'est répercutée par des accidents dans le matériel du Quaternaire ancien. Les brèches calcaires fortement cimentées au pied de la Presolana et du Pizzo Arera permettent de tenter des rapprochements avec les dépôts prémindeliens du Val Seriana. Enfin, la région de Clusone est le point de rencontre entre les glaciers du Serio, la diffluence du grand glacier de l'Oglio par le Val Borlezza, les glaciers locaux du versant méridional de la Presolana.

a) Etat de nos connaissances actuelles.

La région Clusone - Nossa, malgré son intérêt, n'avait pas fait l'objet d'une étude détaillée, alors que le bassin de Leffe, très proche, aurait dû inciter à y entreprendre des recherches.

De nombreuses notes dispersées et contradictoires dans les travaux de Taramelli T. (I887), Varisco A. (I88I), Levy F. (I9I5), Swolfs H.C.A. (I938), Haupt H.O. (I938), puis les articles plus détaillés de A. Desio (I945, I952), se rappportant essentiellement aux accumulations de La Selva et de Parre. L'ensemble de la région, entre Bratto - Dorga et Nossa, n'avait pas été envisagée avant nos travaux (M. Chardon, I969). A l'est de Clusone, trois terrasses sont inscrites dans une masse de conglomérats tandis qu'à l'ouest, les niveaux de Parre et de La Selva bordent la vallée actuelle du Serio, constitués l'un et l'autre de conglomérats bien cimentés.

Les travaux de A. Desio (I945, I952) et la carte géologique de Bergame rangent dans le Würm l'accumulation morainique de La Selva, tandis que les moraines de Parre sont attribuées au Riss, de même que la formation à gros blocs qui constitue, sous les moraines de la Selva, l'horizon supérieur du niveau Piario - Gare de la Selva serait un fluvioglaciaire rissien surmontant une moraine de cette glaciation. Cependant la présence de la moraine würmienne prouve uniquement l'antériorité des conglomérats, mais non un âge rissien. Ceci est d'autant plus vrai qu'il n'y a pas lieu de dissocier ceux-ci des conglomérats du replat de Parre, sur l'autre rive du Serio et recouverts de moraines du Riss selon S. Venzo (I952).

A l'est des moraines de La Selva, l'accord est général pour attribuer à la dernière glaciation les arcs morainiques de Songavazzo, mais la partie orientale du bassin drainée par le haut Val Borlezza, longue de 8 kilomètres et large d'un kilomètre vers Rovetta, est constituée par un conglomérat dont on retrouve des pointements vers Clusone sous des formations würmiennes. L'incertitude règne sur sa datation : Riss-Würm pour H.O. Haupt (I938), Riss pour A. Desio (I952), d'âge interglaciaire varié pour R. Asseretto et P. Cosati (I965).

Notre connaissance de cette partie des Préalpes était incomplète et pour le moins imprécise et discutable. Il est apparu nécessaire de la reprendre par une étude minutieuse de l'ensemble du bassin, en partant des éléments les plus certains.

b) L'extension des trois dernières glaciations

On ne retrouve pas le schéma classique d'une succession d'arcs morainiques et de terrasses fluvioglaciaires. La rencontre de trois glaciers vers Clusone mêle des accumulations d'origine différente. Il s'agit avant tout de préciser l'extension des glaciers pendant les trois dernières périodes froides.

(I) La glaciation würmienne.

L'extension des glaciers würmiens a été l'objet d'une contreverse. Varisco A. (I88I), Tommasi A. (I890) et Levy F. (I9I5) pensaient que les glaciers du Val Camonica et du Serio s'étaient rejoints vers Clusone. Levy F. attribuait même au glacier du Val Camonica les moraines de La Selva. Mais dans celles-ci, il n'est pas possible de trouver la moindre trace des tonalites de l'Adamello, pourtant abondantes sur les rives du lac d'Iseo et en Val Camonica. Leur matériel, riche en grès (verrucano lombardo) et en calcaires triasiques, de même qu'une légère convexité vers l'Est des arcs morainiques montrent qu'il s'agit bien de la moraine frontale du glacier de la vallée du Serio. Celui-ci a accumulé des formations morainiques remarquables par leur fraicheur et l'absence d'altération au pied de la montée de Parre et jusqu'aux abords de la gare de La Selva. En aval, elles se retrouvent aux abords de Nossa, au dessus de la vieille route provinciale. A ce point étalées par le ruissellement post-würmien, elles passent à une terrasse côtée 483 mètres, sans altération superficielle, parsemée de gros blocs montrant la proximité du front glaciaire. Celui-ci s'étendait des abords de Fiorine (570 mètres) à la gare de La Selva et poussait une mince langue de glaces jusque vers Nossa.

A l'Est de Clusone, la diffluence glaciaire de l'Oglio, par le Val Camonica, est venue construire les arcs morainiques bien nets au nord de San Lorenzo et Songavazzo qui passent à une terrasse d'accumulation formant le fond du bassin vers Clusone. Mais ils ne se sont pas avancés au delà où toute constrution morainique fraîche et notable est absente. Quant aux glaciers de la face sud de la Presolana, leur extension a été très modeste par suite d'une

altitude moyenne (2521 mètres pour le sommet) de l'orientation Sud, du compartimentage du relief. Il n'y a pas de formation morainique caractéristique vers Bretto ou Dorga, encore moins en aval. Une accumulation de gros blocs calcaires parsème vers 1050 mètres le débouché de la vallée de l'Umbra au dessus de Bretto, sans arc morainique bien net.

Il convient aussi de revenir sur une diffluence glaciaire du Val di Scalve par le Col de la Presolana (1289 m) avancée par H.O. Haupt (1938). Sur celui-ci et vers Bretto, il n'y a pas de matériel allogène, et dans le Val di Scalve, sous le col, les moraines récentes les plus élevées sont à 885 mètres, soit 550 mètres en dessous de ce passage, où on n'observe aucune trace de creusement glaciaire.

Pendant le Würm, la plus grande partie du bassin était libre de glaces. Les glaciers n'occupaient que la bordure des vallées du Serio et du Borlezza, le pied de la Presolana, mais bloquaient l'écoulement des eaux par le Val Borlezza.

(2) La glaciation rissienne.

En avant des moraines wurmiennes, on retrouve les traces de deux avancées glaciaires dans des dépôts ferretisés (Mindel), les plus élevés sur les versants, et des restes épars de Matériel morainique moins altéré occupant les basses pentes (Riss).

On s'accorde à considérer que pendant ces deux périodes les glaciers du Serio et du Val Borlezza se sont rejoints : l'absence d'arc morainique entre les deux fronts de la dernière glaciation, mais surtout la présence d'accumulations sur la bordure méridionale, au sud de Clusone montrent qu'une masse de glaces occupait toute la partie occidentale, pour le moins, du bassin de Clusone. Des restes morainiques épars se retrouvent sur les collines le long de la route Clusone - Rovetta, et forment les basses collines proches de la ferme de Costa (619 mètres). On doit les rapprocher de ceux signalés par A. Desio (1945) à Vac (620 m) Bosgarina (574 m) et Tarangolo (618 m). Le glacier rissien ne semble pas avoir dépassé l'altitude de 620 mètres,

mais a occupé tout le fond du bassin vers Clusone. La médiocrité de ces accumulations s'explique par le fort ruissellement des eaux provenant des fronts würmiens et des versants. Au moment du retrait du glacier rissien, la même situation existait que pendant le maximum würmien : l'écoulement par le Val Borlezza était bloqué par la diffluence du glacier du Val Camonica et un flux d'eau parcourait le bassin de Clusone d'Est en Ouest pour se déverser dans la vallée du Serio, balayant les dépôts morainiques, ne les laissant subsister que sur les bordures. Cette situation s'est maintenue jusqu'à ce que le recul du glacier du Val Borlezza, surcreusé, ait alors attiré l'écoulement vers le lac d'Iseo.

(3) La glaciation mindelienne.

A l'inverse du schéma classique, les restes en sont plus abondants que ceux du Riss. Plus considérable que celle-ci, elle a pu déposer ses moraines sur des replats plus élevés où ils ont été épargnés par le ruissellement post-glaciaire du fond du bassin.

C'est au Mindel qu'il convient d'attribuer les dépôts glaciaires "ferretisés" du Parre, de La Costa (vers 650 mètres au dessus de cette localité) et de Castione, quelques 500 mètres avant l'entrée d'un village, dans les tranchées nécessitées par la construction de la Casa dell' Artigiano et les lotissements voisins. A Parre et à Castione, ils sont recouverts par des limons rubéfiés (Riss ?). La profondeur de l'altération dépasse les trois mètres, les blocs sont rares et extrêmement altérés. Une partie du matériel n'est pas en place, mais provient par solifluxion des versants situés au dessus. Au-dessus de Parre, A. Desio (1945) en signale sur les pentes jusqu'à la chapelle S. Trinità à 762 m. Des traces de solifluxion dans les dépôts meubles du versant viennent confirmer que le matériel a glissé, en bonne partie, le long du versant. L'analyse chimique et la détermination des argiles montrent des caractères similaires pour ces dépôts (tableau n° 3, échantillons n° 5, 6 et 7) et les apparente aux dépôts ferretisés de la plaine lombarde. Une étude sommaire des minéraux lourds contenus dans les dépôts de Parre,

Castione, La Costa (650 mètres) prouve que les glaciers du Val Borlezza et du Serio se sont rejoints vers la ferme de la Costa. L'échantillon de Parre présente un cortège relativement pauvre (grenat abondant, zircon secondaire, staurodite rare, tourmaline et hoznblende très altérées). Par contre, à Castione, l'apport du glacier du Val Camonica se marque par une dominance du zircon, le grenat reste rare, tandis que beaucoup d'autre minéraux apparaissent (épidote, hornblende, tourmaline, anastase, staurodite.). A La Costa, l'influence des apports de la vallée de l'Oglio a été prépondérante par la richesse des minéraux, la grande fréquence du zircon, mais suivi par le grenat, le rutile, l'épidote témoignant un apport secondaire du Serio. Comme pendant la glaciation suivante où les deux collines plus basses semblent par l'importance de l'accumulation prouver la rencontre de deux fronts glaciaires, les glaciers mindeliens du Serio et du Val Borlezza se sont rencontrés vers La Costa.

Le glacier mindelien dépassait les 650 mètres à La Costa et à Parre, approchant les 700 mètres, dans ces deux localités. Dans la partie orientale du bassin de Clusone, il atteignait 850 m. à l'ouest de Castione, dépôt qui doit être rapproché des moraines retrouvées par R. Asseretto et P. Casati (1965) sur le replat de Falecchio au dessus de Songavazzo vers 880 - 900 mètres. Il est possible qu'il ait alors reçu un apport des glaces de la Presolana dont les moraines calcaires ont été entièrement décomposées par la forte altération Mindel - Riss, ce qui expliquerait l'abaissement des dépôts ferretisés de 850 mètres à l'est jusque vers 700 mètres à l'ouest dans la vallée du Serio. Les replats tombant par un flanc abrupt sur le bassin de Clusone au nord et au sud de Rovetta et de Fino del Monte (Falecchio au sud, 880 mètres, point 824 et 875 au nord) sont les bords de l'auge du glacier mindelien. Les deux glaciers postérieurs, moins puissants, n'ont pu façonner de forme de creusement sur les versants latéraux. Leur creusement en profondeur paraît limité puisqu'ils sont laissé subsister ça et là des buttes de dolomie norienne et des bancs de conglomérats. Mais l'identification de dépôts mindeliens sur les conglomérats de Castione et de Parre est particulièrement intéressante, datant incontestablement ceux-ci du Quaternaire ancien.

c) Le Quaternaire ancien du bassin de Clusone.

Deux masses de conglomérats très différentes par leur constitution comblent partiellement le bassin de Clusone, bien qu'il y ait passage de l'une à l'autre entre Clusone et Songavazzo. Partout elles forment le soubassement dur dans lequel se sont inscrits le creusement des glaciers et le faconnement des terrasses. Par leur datation (pré-mindel) elles sont les équivalents du "ceppo" préalpin.

(I) La zone orientale.

A l'est de Fino del Monte, c'est un conglomérat calcaire cimenté dans la masse. L'accumulation était considérable puisqu'il forme à l'est le haut replat de Bretto-Dorga à 1050 mètres. On en retrouve également des lambeaux vers 900 mètres à l'ouest de Castione, près de la chapelle dominant la Casa dell'Artigiano. Une étude détaillée de la stratigraphie est impossible car la cimentation en a fait un bloc extrêmement résistant, mais toutes les coupes que nous avons pu observer, notamment le long de la route Rovetta-Bretto montrent uniquement des dolomies et calcaires dolomitiques, grossiers, mal emoussés : près de Rovetta, un bloc mesure plus de 50 centimètres de long. En amont de Castione, l'épaisseur de l'accumulation atteint 60 mètres. Si elle ne représente pas le remblaiement originel, celui-ci avait l'allure d'un cône d'accumulation dont le sommet se situait au pied de la face Sud de la Presolana : l'altitude plus basse des conglomérats à l'ouest de Castione (900 m) et vers l'ouest leur passage à ceux du Serio, à 700 mètres seulement, sont les preuves d'un abaissement de l'accumulation vers l'ouest.

Quelle est la signification morphologique de l'enfouissement d'une zone aussi basse qu'actuellement vers Bretto ? On ne retrouve aucune trace de moraine ou de remaniement glaciaire. Par contre la nature du matériel indique clairement qu'il provient de la Presolana et des sommets voisins. Le matériel cryoclastique et grossier prouve une phase d'intense érosion, sous climat froid sur une montagne déjà élevée, avec vraisemblablement l'apparition de petits glaciers.

D'autre part il est en rapport avec la mise en place définitive de la masse charriée de la Presolana, disloquée par de nombreuses fractures (cf. Ière partie, chapitre 4, IV et IIe partie, chapitre I), celle-ci mettant à la disposition de l'érosion une énorme masse de dolomie particulièrement sensible à la gélifraction et aux éboulements. Des cassures qui accidentent les conglomérats entre Castione et Dorga montrent la trace de mouvements tectoniques fini-villafranchiens. Dans la vallée du Serio et vers Songavazzo, ils apparaîtront de façon indubitable. Comme le ceppo du piedmont et des vallées préalpines, il est le témoignage des mouvements tectoniques villafranchiens et de l'apparition d'un climat plus froid, activant l'érosion.

Ceci est confirmé par le passage latéral de ces conglomérats à ceux du Serio, d'aspect franchement glaciaire et fluvioglaciaire. Entre Rovetta et la Selva sous les formations meubles du Würm, apparaissent des bancs de conglomérats, notamment sous le village de San Lorenzo et au sud ouest de Clusone. Ils contiennent à côté de cailloutis de dolomies triasiques, des éléments de la haute vallée du Serio (micaschistes, tufs volcaniqueset grès permiens..) qui deviennent dominants dans les conglomérats de Parre et de Piario. La Selva. On doit attribuer à l'une et à l'autre de ces formations un âge identique (villafranchien) confirmé encore par la présence des moraines ferretisées de Parre.

(2) La vallée du Serio.

Proche de la zone la plus élevée des Préalpes, la vallée du Serio était plus à même d'enregistrer l'avancée de glaciers prémindeliens. Le niveau de Piario Villa d'Ogna, recouvert par les moraines würmiennes ne peut être une terrasse d'accumulation fluvioglaciaire d'âge rissien, vu la consolidation du matériel et parce que celui-ci d'aspect morainique à l'aval, offre à l'amont un matériel lité avec cailloutis bien roulés vers Villa d'Ogna. C'est un niveau d'érosion dont l'âge sera précisé plus loin, mais dont le matériel s'apparente aux conglomérats de la montée de Parre.

A l'amont vers Villa d'Ogna, il est formé de bancs de cailloutis, cassés par une faille et abaissés par une flexure vers l'aval (photo I2, planche VI).

Ceux-ci comprennent à côté de calcaires, des micaschistes et des grès permiens et ne peuvent être considérés comme un simple cône de déjection de l'Ogna descendu de la Presolana. L'étude de l'émoussé et de l'applatissement (figure II7) des calcaires montre un transport par les eaux, de même que des traces de percussion et l'absence de gros éléments. Ils passent à l'aval sous les conglomérats de Piario - La Selva dont la constitution et tout à fait différente. Les coupes fournies par les routes de La Selva et de Parre et le flanc de la terrasse au dessus du barrage au fil de l'eau sous Piario permettent d'établir sa composition (figure II8) :

1) une dizaine de mètres de dépôts fluviatiles et torrentiels comportant dans une matrice de sables et de graviers des blocs plus gros, mais assez émoussés, bien visibles sous Piario.

2) une accumulation morainique (20 m) vers Piario passant vers la montée de La Selva à une formation fluvioglaciaire très grossière qui se retrouve de part et d'autre de la gare de La Selva où elle est extrêmement cimentée, et le long de la montée de Parre, I5 mètres au dessus du premier tournant où elle forme un replat. Matériel très gros avec des blocs anguleux atteignant le mètre sous Piario, hétérogène et sans la moindre trace de stratification.

3) la partie supérieure de la coupe est donnée par la montée de Parre, avec immédiatement en dessus un conglomérat très riche en éléments calcaires à peine émoussés qui peuvent être considérés comme un cône d'accumulation du Torrent Fontagnone.

4) une moraine de fond argileuse contenant, à côté de quelques très gros blocs, des cailloux striés (I5 mètres).

5) un conglomérat compact, tufacé, contenant presque exclusivement des calcaires locaux à peine émoussés avec intercalations de quelques lentilles sableuses (nouveau cône de déjection du Fontagnone).

6) Les dépôts morainiques ferretisés (Mindel) recouverts de loess rubéfiés (Riss).

L'intérêt de la série stratigraphique de Piario - Parre est de montrer l'existence de deux avancées glaciaires avant le Mindel, dont la plus importante a été la dernière. Cette coupe n'est pas sans rappeler la série de Barzio (chapitre précédent). Dans les deux cas, le glacier Günz s'est avancé aussi loin que le Würm. Des observations de la bordure méridionale du bassin de Clusone permettent de compléter celles-ci et de mettre en évidence les mouvements tectoniques villafranchiens.

(3) La bordure méridionale.

Sur les bords du Pizzo Formico dominant au sud la dépression de Clusone, deux coupes apportent des éléments intéressants pour la compréhension de l'évolution morphologique de ce bassin pendant le Quaternaire ancien. Celle de la Val Flex (figure II9) montre l'existence d'une phase froide, prouvée par les débris anguleux, cryoclastiques, d'origine locale de la base de la série. Elle a été suivie par le dépôt d'argiles variées jaunâtres en rapport avec un barrage glaciaire (avancée du Günz ?) puis des conglomérats lités et à éléments roulés, bien cimentés (épandage fluvio glaciaire du Günz marquant le sommet de remblaiement ?). L'ensemble est cassé par un petit accident tectonique postérieur à cette accumulation d'âge pré-mindelien. L'absence de formation morainique montre que le glacier Günz s'est avancé jusque sur le bord du bassin provoquant des phénomènes d'obturation et d'épandage mais sans pénétrer à l'intérieur des vallées, creusées comme celle du Serio avant le villafranchien.

A l'extrémité septentrionale du Val Borlezza, le torrent Vallegia entaille les conglomérats villafranchiens entre San Lorenzo et Songavazzo, puis au sud de Vogno, sa vallée s'élargit déblayant les alluvions caillouteuses et sableuses non consolidées du Würm, actuellement exploitées en graviers . Celles-ci offrent une coupe complète du conglomérat et de son soubassement (figure I20 et photo I4).

La série argilo-sableuse basculée est recouverte par les conglomérats dont la partie supérieure est très consolidée ; elle a été basculée vers l'est par un fort mouvement tectonique. Les argiles varvées à la base de la coupe se sont révélées stériles. Les conglomérats à éléments locaux extrêmement anguleux proviennent d'un débitage par le gel des calcaires noirs de Zorzino affleurant immédiatement à l'ouest sur le versant et donnant de grandes coulées de pierres. L'une de celle - ci est venue se mêler aux dépôts lacustres en formation. Il n'y a aucune trace d'un façonnement de ce matériel par les glaciers. Le dépôt des argiles et sables n'a pu se faire que par un barrage glaciaire bloquant l'écoulement de la vallée vers Iseo : ce climat froid étant confirmé par les dépôts cryoclastiques incorporés. L'épandage du conglomérat polygénique, à éléments venus de la vallée du Serio, est postérieur à la déformation tectonique des argiles. L'ensemble de la coupe est recreusé par un talweg d'âge Riss - Würm sur ses deux bords, remblayé de moraines et de dépôts fluvioglaciaires d'obturation. Après le Würm, le creusement du Valeggia se localise sur le bord oriental.

Ces deux coupes permettent un certain nombre de conclusions qui complètent l'étude des conglomérats de Castione et du Serio :

I) un fort creusement des vallées au début du villafranchien, aussi profondes qu'actuellement.

2) l'avancée des glaciers du Günz est plus importante dans la vallée du Serio où ils atteignent les bords septentrionaux du Pizzo Formico (argiles du Val Flex) que dans le Val Borlezza où leur front se place en deça des limites würmiennes.

3) des mouvements tectoniques se produisent au Villafranchien, cassant ces dépôts (Villa d'Ogna, Val Flex, Val Borlezza).

4) un épandage fluvioglaciaire et torrentiel (fin du Günz) termine la série détritique comblant la partie orientale du bassin.

Avec le Villafranchien s'achève une longue phase d'accumulation provoquée par le refroidissement du climat et les derniers

mouvements tectoniques. Pendant le Quaternaire moyen et récent, l'avancée des glaciers, puis des phases interglaciaires marquées, allaient former une série de niveaux et d'accumulations morainiques et fluvioglaciaires.

d) L'évolution post-villafranchienne du bassin de Clusone.

La succession des terrasses climatiques n'est pas aussi simple que le long des vallées bergamasques. Les glaciers du Serio, et surtout celui du Val Camonica occupaient la partie aval du bassin et remontaient vers l'amont, c'est à dire vers l'est du bassin, partie la plus élevée. Quand s'amorçait le recul des glaciers, l'écoulement se faisait d'abord vers la vallée du Serio, dont le glacier était moins puissant, dépassant à peine l'extrémité, méridionale du bassin, tandis que le Val Borlezza avait son écoulement bloqué par une langue glaciaire en recul. Très rapidement la déglaciation du Val Borlezza attirait le drainage vers elle, provoquant du fait de son surcreusement, un fort enfoncement des rivières pendant les interglaciaires. De ce fait, le bassin de Clusone présente des niveaux s'abaissant de l'Est vers l'Ouest, de Bratto vers Nossa, en relation avec l'avancée maxima des glaciers puis leur premier retrait, un écoulement vers l'ouest réétalant le matériel glaciaire, d'où l'absence d'arc morainique, sauf pour le Würm dont l'avancée plus modeste a construit un niveau d'épandage proglaciaire vers l'ouest.

Ceci explique l'existence de quatre niveaux étagés pour les trois premiers, emboité pour le plus bas, s'abaissant de Dorga à Nossa (figures I2I et I22) échelonnés d'Est en Ouest :

a) le niveau de Dorga - Bretto (I040 - 930 mètres) sans moraines, marque le sommet de l'accumulation détritique du villafranchien.

b) le niveau de Castione (870 - 770 mètres) scellé par des moraines ferretisées et des limons rubéfiés, remarquable par sa continuité, marque la fin du maximum mindelien et le début du retrait de ce glacier.

c) le niveau de Rovetta Fino del Monte (670 - 650 m) est rissien. Il se suit dans la table de conglomérats formant le soubassement sur lequel repose les moraines würmiennes de Songavazzo (600 m) et de La Selva (550 m) et dans le replat (580 m) retaillant les moraines rissiennes de la Costa (619 m) dont le ruissellement n'a laissé subsister que les deux collines signalées précédement. Il est recouvert par les moraines et les cônes de déjection du Würm qui l'ont fossilisé et postérieur au maximum rissien qu'il retouche. Le niveau de Piario sur la vallée du Serio, auquel il se raccorde à La Selva a par conséquent le même âge.

d) Un niveau d'épandage fluvioglaciaire du maximum würmien constitue, quelques mètres en dessous du précédent le fond de la dépression entre Rovetta et La Selva. Il se raccorde aux moraines würmiennes les plus externes de l'accumulation de Songavazzo, de Senerina (617 m) il passe à 570 mètres au sud de Clusone, à 560 mètres vers Fiorine.

La vallée du Torrent Gera, en amont de Songavazzo s'est localisée sur le bord méridional des conglomérats villafranchiens, repoussée par les apports détritiques de la Presolana et trouvant dans les calcaires noirs et les dolomies friables du Norien un matériau moins résistant. Pendant l'interglaciaire Riss - Würm, elle était aussi creusée qu'actuellement. Les sables et les argiles lacustres qui forment une banquette sous le niveau rissien de Rovetta sont dûs au barrage glaciaire des moraines würmiennes de Songavazzo provoquent un remblaiement en eaux calmes, (maximum würmien) et fossilisant la vallée pré-würmienne du Gera. Elles sont recreusées par le talweg actuel du Gera, en fonction de la déglaciation du Val Balezza. Le lac de barrage trouvait un débouché en contournant l'arc morainique würmien de Songavazzo par Senerina (617 m) et se raccordait au niveau du maximum wurmien. L'écoulement de ce dernier s'est fait par l'extrémité méridionale des arcs morainiques de la Selva, mais il a été bloqué un moment par le glacier du Serio : les carrières de sables et de graviers le long de la voie ferrée, à l'est de la gare de La Selva témoignent de cette accumulation momentanée. A ce niveau se raccorde les cônes de déjection construits pendant le Würm par

les torrents descendus du Monte Simer (Valle Seraia) et du Monte Né, de part et d'autre du Colle Crosio : sur le premier est bâtie la ville de Clusone.

Par sa complexité, et son intérêt exceptionnel, le bassin de Clusone méritait une étude longue et minutieuse. Elle a montré de façon probante le refroidissement du climat, l'avancée des glaciers et les déformations tectoniques du Villafranchien, l'étagement des niveaux postérieurs, l'importance du creusement interglaciaire, l'inégale avancée des glaciers. Elle servira de base à l'étude morphologique de la vallée du Serio.

2° La vallée du Serio.

En amont et en aval de Nossa, on retrouve des accumulations fluvioglaciaires et fluviatiles importantes, dont l'étude ne se comprend qu'à partir de l'attribution au Villafranchien des dépôts de Parre, recouverts par les moraines du Mindel.

a) En amont de Nossa.

Le niveau de Villa d'Ogna se prolonge vers l'amont par les accumulations, très consolidées de Ludrigno (560 m) et d'Ardesio. Celles-ci présentent des très rares coupes, montrant un matériel très grossier (surtout à Ludrigno) mais émoussé témoignant d'un apport fluvioglaciaire qui se prolongerait par les cailloutis de Villa d'Ogna. Il serait à reporter à une phase froide antérieure aux deux accumulations morainiques relevées par la coupe de Ponte Selva - Parre (Gunz I ou Donau ?). Le niveau Ardesio - Villa d'Ogna est une terrasse d'érosion fini-rissienne taillée dans les conglomérats villafranchiens, recouverte de moraine würmienne et se rattachant au niveau fini rissien du bassin de Clusone. Sous Villa d'Ogna le torrent d'Ardesio a découpé deux terrasses, bien visibles à son débouché et en relation avec le creusement post-würmien du Serio.

La consolidation des conglomérats les distingue des formations post-würmiennes qui sur la rive droite du Serio forment

une petite banquette, entre le débouché du Fontagnone et le pont de Villa d'Ogna. Celle-ci discontinue, a été démantelée par le creusement du Serio lors des crues post glaciaires. Quelques carrières utilisées sporadiquement montrent un matériel lité et roulé, essentiellement des sables et des graviers : cette accumulation date du retrait du glacier wurmien lorsque celui-ci stationnait plus en amont. Sur la rive gauche du Serio, elle se retrouve dans la terrasse de 514 mètres entre Villa d'Ogna et Piario. Vers l'aval, elle se rejoint progressivement avec la terrasse d'accumulation würmienne issue des moraines de La Selva - Nossa. Elle est emboîtée dans le niveau Piario - Villa d'Ogna.

b) La vallée du Serio en aval de Nossa.

Elle est la plus typique des vallées bergamasques par son évolution au cours du Pliocène et du Quaternaire.

Le creusement de la vallée était avancé dès le Pliocène à l'intérieur de la montagne bergamasque. La base des conglomérats villafranchiens se situe en dessous du fond actuel de la vallée. Les argiles pliocènes ont été retrouvés à Albino vers 320 mètres par B. Martines (1948). Celles-ci rencontrées par le forage du puits Battagion à Bergame (Malanchini L. , 1942) ne sont plus qu'à une altitude de 140 mètres, sous une série d'argiles, sables et conglomérats (Quaternaire ancien). La dénivellation du Pliocène est importante, montrant un fort soulèvement post-pliocène de la bordure alpine contemporain d'un relèvement de la haute montagne bergamasque (dislocations du Villafranchien dans le bassin de Clusone). Ce mouvement s'est accompagné d'une subsidence de la plaine au sud du débouché du Serio. Le comblement villafranchien a été considérable plus de 100 mètres vers Parre, tandis que vers Leffe, il forme le soubassement de la terrasse mindelienne de Casnigo à 500 mètres soit 100 mètres au dessus du fond actuel de la vallée. Depuis le Villafranchien, le creusement du Serio qui vers l'aval, retrouve la ria pliocène à Albino, a effectué un travail de déblaiement considérable. Les trois dernières glaciations se marquent par des terrasses distinctes se rapprochant vers Bergame (figure 123).

Le conglomérat villafranchien se retrouve tout le long de la vallée en une série d'affleurements discontinus, dont la montée de Casnigo offre la meilleure coupe. C'est un matériel fluviatile, lité, a éléments déjà bien émoussés provenant uniquement du Val Seriana, dans lesquels s'intercalent des bancs de sables et d'argiles en lentilles. La puissance de l'accumulation suffit à expliquer le barrage du bassin de Leffe, creusé au Pliocène comme la vallée du Serio, et communiquant alors avec celle-ci, comme actuellement, par son extrémité méridonale. Une arête de calcaires marneux du Rhétien a interdit l'ennoiement du bassin (figure I24) : l'accumulation s'est faite contre celle-ci et obturait le débouché. Ce n'est qu'à la fin du Villafranchien que les apports du Serio ont franchi cet interfluve et étalé une pellicule de conglomérats sur les dépôts d'argiles et de lignites de Leffe. Le barrage des conglomérats de Casnigo n'a rien d'exteptionnel : l'évolution du bassin de Leffe s'inscrit dans celle de la vallée du Serio, avec creusement de niveaux en fonction de l'enfoncement de cette rivière.

Les argiles de Ranica, près du débouché du Serio sur la plaine, se trouvent dans une situation identique, couronnées par l'altération Mindel-Riss, mais le barrage paraît avoir été constitué comme à Leffe par les conglomérats du Serio, maintenant déblayés par l'érosion, plutôt que par les accumulations du torrent Nesa (S. Venzo, I955). Le long des torrents de la bordure préalpine, on ne trouve pas la moindre trace de conglomérats cimentés ce qui prouverait, si besoin était, leur lien avec le changement climatique et l'apparition de glaciers dans les zones élevées.

A l'amont, la terrasse mindelienne se raccorde (figure I23) aux moraines ferretisées de Parre et de Premolo, mais le glacier est descendu plus bas. S. Venzo (I952) signalait à Gazzanica un bloc de un mètre cube de verrucano lombardo. A Casnigo, sous une couverture de limons jaunes würmiens, et rubéfiés (Riss), les tranchées les plus profondes montrent dans le ferretto des fantômes de blocs de 70 - 80 centimètres. Entre Nossa et Casnigo, la vallée resserée dans la dolomie principale n'a pas permis la conservation des terrasses les plus anciennes (Mindel, Riss). La pente de la terrasse du Mindel est forte : vers Bergame, celle-ci se retrouve au nord de la ville, près du carrefour (en construction) de Valtesse à 270 m.

Sous d'épais limons bruns jaunes (60 cms à 1m) se retrouvent un limon rubéfié (Riss), puis les cailloutis épandus par le Serio, extrêmement altérés, se taillant avec le marteau (figure 125). L'altération affecte une terrasse d'accumulation aved d'abondants matériaux d'origine cryoclastique venus des pentes voisines.

La terrasse rissienne s'abaisse de 500 mètres vers Mossa à 440 mètres à Vertova où elle forme le niveau sur lequel est construit le nouveau cimetière, au-dessud du village, puis se retrouve en aval sur la rive gauche (Corna delle Rupi, Cornale) et dans le replat dominant les villages de Gazzaniga, Fiorano, et Albino. Dans la plaine, elle est inexistante et le seul affleurement se trouve à l'ouest de Bergame le long de la nouvelle route de Lecco. Partout un matériel fluviatile déjà altéré est recouvert d'une couche de limons jaunes riches en débris cryoclastiques.

L'enfoncement accentué de la plaine du Pô, au cours du Quaternaire a contraint l'alluvionement würmien à construire une vaste accumulation, formant l'essentiel de la plaine. Le niveau fondamental de celle-ci se rattache à la terrasse würmienne, continue le long du Serio (figure 123) dont elle domine le talweg actuel de 25 à 30 mètres dans la zone préalpine, d'une dizaine de mètres vers Seriate, pour couler ensuite dans ces conditions vers l'aval. Seuls des rejets anticlinaux du trefonds de la plaine padane (1ère partie, chapitre 5, V) ont permis localement comme à Romanengo, le maintien de lambeaux de terrasses du Mindel.

Au débouché du Brembo, les conglomérats villafranchiens formaient le soubassement des terrasses du Riss et du Mindel, mieux développés vers l'aval que pour le Serio. La rivière coule dans une véritable gorge ; certes elle est tributaire du creusement plus actif de l'Adda. Mais l'aspect différent des débouchés des deux rivières exclusivement bergamasque tient à la tectonique ; un bombement à large rayon a affecté la bordure de l'Albenza, prouvé par les déformations du Pliocène et des conglomérats villafranchiens, redressés contre la flexure padane. A l'est, le Serio s'il a connu des déformations, celles-ci sont faites par un relèvement de la montagne et un enfoncement de la plaine au pied de celle-ci,et par suite les conglomérats villafranchiens n'affleurent pas sur la bordure,

les terrasses du Riss et du Mindel plongent plus rapidement vers la plaine. Ces déformations tectoniques de sens inverse de part et d'autre de Bergame ne sont peut-être pas étrangères au détournement des eaux du Canto Alto et du bassin de Sorisole vers le Serio, au détriment du Brembo, de l'avantage pris par la Morla sur la Quisa. Cette subsidence proche de la bordure préalpine va s'affirmer vers l'Est, en devenant aussi plus accentuée. Les bords du lac d'Iseo et de la vallée du Cherio (Val Cavallina) vont en apporter la preuve.

III - LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE L'OGLIO ET SON DEBOUCHE SUR LA PLAINE PADANE.

Le glacier de L'Oglio descendu du versant nord de l'Adamello s'allongeait sur plus de 100 kilomètres, débordant sur la plaine lombarde en avant de l'actuel lac d'Iseo. Son épaisseur était considérable et atteignait vers Lovere l'altitude de 1400 mètres. O. Vecchia (1954) a décrit et cartographié les dépôts morainiques de la région du lac d'Iseo (Sebino, ou Conca Sebina), attribuant comme G. Nangeroni et R. Pracchi les dépôts épars et ferretisés au Mindel, le cordon morainique le plus élevé au Riss et les dépôts d'obturation latérale ("terrazzi") à la dernière glaciation. La puissance du glacier lui a permis de déborder sur le versant bergamasque, d'envoyer des diffluences vers la vallée du Dezzo, le Val Borlezza et le Val Cavallina, et de construire les grands arcs morainiques qui ferment le lac d'Iseo. Ces vallées posent des problèmes morphologiques particuliers qu'il convient d'examiner avant d'en venir à la bordure padane.

A - Les trois vallées bergamasques en rapport avec le Val Camonica.

La situation des unes et des autres est très différente et justifie une étude séparée.

I°) Le Val di Scalve.

Dans sa partie amont les glaciers de la chaîne orobique (entre Gleno et Passo del Vivione), des versants septentrionaux de la Presolana et de la Concarena constituaient un glacier de vallée assez puissant qui allait confluer avec celui de l'Oglio vers Angolo. Il n'est pas possible de retrouver ici les distinctions entre les trois types de dépôts morainiques établis par O. Vecchia (I954) dans la vallée de l'Oglio. Les pentes très raides n'ont pas permis la conservation de cordons morainiques. Les dépôts glaciaires se présentent épars, sous forme de placages. Le glacier de l'Oglio, après avoir surcreusé le bassin de Lozio où il a laissé des accumulations jusqu'à I450 - I500 mètres, empruntait la vallée du Borno, bâtissant à I300 mètres le barrage morainique du lac de Bova (accumulation utilisée et consolidée par les hommes), et s'avançait jusqu'à Palline où la langue glaciaire se joignait à celle venue du Val di Scalve. Celle-ci n'a pas été assez forte pour franchir le col de la Presolana (I289 m). L'importance des éboulis sur les pentes de ce massif ne permet pas de se rendre compte du niveau atteint par le glacier würmien sans doute légèrement inférieur à cette altitude. Le seul dépôt morainique à l'est du col, se trouve à 885 mètres, au nord du carrefour de la route de Tortola. Mais au moment de son expansion maxima, il atteignait plus de II00 mètres, couvrant sur l'autre rive du Dezzo, le replat de Prave (II65 mètres). L'extension et la puissance des glaciers würmiens indiquées par H.O. Haupt (I938) doivent être ramenées à des chiffres plus modestes.

Le Val di Scalve, vallée Ouest-Est, d'origine structurale (IIe partie, chapitre 4), est coupé par un replat vers I000 mètres, de Vilminore à Schilpario, couvert de dépôts morainiques récents. La rivière repoussée contre le bord méridional est encaissée de 200 mètres vers San Andrea. La vallée présente des versants bien façonnés en flanc d'auge sur son bord sud, où des dépôts morainiques montrent que le glacier würmien s'abaissait de I500 mètres vers Schilpario à I400 au sud est de San Andrea, et à I200 mètres à Prave.

Le surcreusement quaternaire a toutefois été considérable. Le replat de Vilminore - Schilpario est constitué par des conglomérats à éléments roulés, moyennement cimentés et lités : c'est une formation fluviatile provenant de l'accumulation torrentielle venue aussi bien des pentes de la chaîne orobique que des Préalpes calcaires. Dans celle-ci sont emboitées les argiles de San Andrea (figure I26) recouvertes par des cônes d'éboulis. En aval, vers Dezzo di Scalve des bancs de sables et de cailloutis forment une niveau à 20 mètres au dessus du talweg actuel. Deux problèmes se posent : les conditions morphologiques de la formation de ces accumulations et leur datation.

Le recul des glaciers du Val di Scalve a été plus rapide que celui de l'Oglio : leur bassin est plus réduit, moins élevé. Mais doit on pour autant attribuer celles-ci à un phénomène d'obturation du glacier de l'Oglio qui se serait maintenu en aval jusqu'à une altitude de 900 mètres alors que le Val di Scalve aurait déjà été libre de glaces ? Cela ne semble pas satisfaisant. Dans les gorges du Dezzo (Via Mala) véritable canyon dans les calcaires et dolomies triasiques, la rivière coule maintenant à une vingtaine de mètres en dessous d'un talweg abandonné et remblayé des dépôts lacustres et fluviatiles bien lités. Ceux-ci sont à un blocage des eaux par les glaces du Val Camonica stationnant en amont d'Angolo vers 600 mètres alors que le glacier du Val di Scalve s'était retiré assez loin. Il prouve un écoulement encore chargé mais ne peut expliquer les deux dépôts de Vilminore et San Andrea (950 et 850 m).

Leur origine doit être recherchée dans l'inégal creusement des glaciers. En amont de San Andrea, celui-ci a été actif et rapide dans les schistes et les calcaires noirs de la base du Trias. En aval par contre, les masses de calcaires dolomitiques d'Esino s'y prêtaient mal. Leur creusement est dû à l'érosion linéaire des cours d'eau interglaciaires. A la fin des deux dernières glaciations, le creusement du cours amont était assez avancé pour constituer une dépression fermée en aval par le verrou de la Via Mala, jusqu'à ce que celui-ci soit scié par les eaux, toujours plus profondément en fonction du creusement de plus en plus accentué du Val Camonica. A partir d'un certain moment, la reprise d'érosion pénétrait jusque dans la partie amont.

Ce verrou a probablement été renforcé pendant le post-glaciaire, par des culots de glaces, des accumulations d'avalanches qui persistaient dans cette gorge resserée et froide et formaient bouchon.

Le niveau de conglomérat de Vilminore ne peut être attribué au Villafranchien, en raison d'une absence de consolidation dans la masse (les cailloutis s'extraient assez aisément) et d'une karstification avancée. Il se trouve 800 mètres en dessous de ceux de la Corna Busa, consolidés et très karstifiés (Ière partie, chapitre 5,IV). La couverture de moraine fraîche contribue à les dater pour le moins de l'avant dernière glaciation. Le creusement interglaciaire Riss-Würm localisé sur le bord méridional a été repris par le dernier glacier. La dépression ainsi formée a été comblée par des argiles lacustres à la fin du Wurm.

L'évolution de la vallée du Dezzo peut se résumer ainsi :
- creusement par les glaciers de la partie amont et remblaiement détritique postérieur donnant l'accumulation de Vilminore avant le Würm (fin du Riss ?).

- creusement de la vallée à son emplacement actuel à San Andrea pendant le Riss-Würm, élargissement glaciaire au Würm et remblaiement lacustre en arrière d'un verrou constitué par la Via Mala.

- creusement post-würmien d'un talweg dans les gorges de la Via Mala qu'une avance limitée du glacier de l'Oglio obture à l'aval, d'où le remblaiement lacustre et fluviatile de ce talweg (Interstade wurmien ?).

- retrait définitif des glaces et nouvelle incision verticale du cours d'eau dans la Via Mala, en partie à côté du talweg précédent.

Les dépôts détritiques sont emboités de l'amont en aval en fonction du creusement glaciaire, du verrou de la Via Mala et des mouvements du glacier du Val Camonica.

2° Le Val Borlezza : le problème du bassin interglaciaire Riss-Würm de Pianico - Sellere(-figure I27)

Vallée d'origine tectonique liée à une fracture Nord-OUest Sud-Est, le Val Borlezza a été modelé par la diffluence du glacier de l'Oglio franchissant le seuil de Castro. Son creusement a été facilité par la présence de calcaires noirs et friables dits de Zorzino, à ses deux extrêmités. Il était sans doute ancien et avancé dès les premières glaciations comme le montre la coupe de San Lorenzo - Songavazzo (figure I20) à son extrêmité septentrionale. Entre Sovere et Songavazzo, les calcaires et dolomies du Norien, en bancs fins donnent des grands cônes d'éboulis et de déjection qui drapent tout le bas des versants recouvrant la moraine würmienne et masquant la forme en auge de la vallée.

L'évidement de la partie méridionale du Val Borlezza, entre Sovere et Pianico est dû à la présence de ces mêmes calcaires de Zorzino : il est à l'origine du bassin lacustre dans lequel se sont accumulés des argiles riches en débris végétaux et surmontés par le vallum morainique wurmien, bien visible au nord de Pianico. Connues depuis la fin du siècle dernier, l'analyse de leur flore a été faite à plusieurs reprises, révélant notamment (Lona F. et Venzo S., I957 ; S. Venzo, I955, p. I76-I77) Rhododendron ponticum, Buxus semperviveus, Quercus robur... et des espèces mesophyles qui l'ont fait attribuer à l'interglaciaire Riss-Würm. Les espèces de climat plus froid (Abies Alba) ne se retrouvent qu'à la partie inférieure du gisement (fin du Riss). L'accord entre spécialistes est général sur la datation de cette accumulation lacustre.

Le problème essentiel reste celui des conditions qui ont permis la présence d'une zonelacustre. Actuellement, le Borlezza coupant l'accumulation va se frayer par une gorge profonde un passage à travers la dolomie du Norien et des éboulis consolidés pour rejoindre le lac d'Iseo à Castro. Penck A. et Bruckner E. (I9I2) pensaient qu'un barrage morainique rissien était à l'origine de l'accumulation lacustre de Pianico. Mais il est impossible d'en retrouver

la moindre trace. Des placages morainiques existent bien le long de la route Pianico - Lovere, mais sont dispersés, superficiels et ne présentent pas d'altération qui pourrait les assimiler aux moraines de l'avant dernière glaciation.

S. Venzo (I955) explique la formation du lac par la construction fini-rissienne d'un grand delta (delta camuno figure 7, p. I82) dont les couches plongent vers le bassin de Pianico. Vers Poltragno, les carrières utilisant ce dépôt consolidé (ceppo di Poltragno) seraient ouvertes dans un cône de déjection du Torrent Oneto, débouchent sur le bassin, recouvrant une moraine de fond (Riss) et dont les bancs inférieurs passeraient latéralement aux argiles de Pianico. Cette solution n'apparaît pas satisfaisante car elle ne correspond pas à la réalité et comporte une série de contradictions.

Il n'est pas possible d'observer un passage entre les conglomérats de Poltragno et les argiles de Pianico. Ces dernières sont emboitées dans l'accumulation conglomératique. On ne comprend pas comment le torrent Oneto a pu bâtir un cône de déjection le long du bord méridional du bassin de Pianico, contre les flancs septentrionaux du Monte Cleno sans envahir le bassin lacustre. Surtout, les conglomérats de la gorge du Borlezza (gola del Tinazzo) ne présentent pas la stratification à fort pendage vers le Nord typique d'un cône de déjection formé par un torrent venu du Sud, dont l'origine est enigmatique puisque dans cette direction on tombe brutalement sur le lac d'Iseo !. Enfin il apparaît très difficile de raccorder les dépôts morainiques cimentés de l'église de San Maurizio au nord avec les conglomérats à éléments locaux (dolomies et calcaires noirs triasiques) de Poltragno.

Ces conglomérats de Poltragno ne constituent pas à eux seuls le barrage qui a donné naissance au lac de Pianico. Ils s'appuient sur des masses de dolomies principale qui forment l'ossature de ce verrou et dont ils drapent les versants. Ce sont des cônes d'éboulis, à matériel cryoclastique anguleux, de dimensions variables (entre quelques centimètres et 50 - 60 centimètres) provenant de la

destruction d'un relief plus élevé, d'où leur localisation sur la bordure sud du bassin. Par leur abondance, ils ont obturé les vallées et l'écoulement des eaux vers le lac d'Iseo. Ils se retrouvent sur les rives du lac, à Castro et sous le Monte Clemo, mais sans indication de pendage vers le Nord : ce sont des formations équivalentes aux précédentes mais tapissant le versant méridional du verrou de calcaires dolomitiques du Norien !. La formation du lac de Pianico est due à un verrou de roche en place dont la gorge a été bloquée par des dépôts de pente : verrou de diffluence dont l'altitude a été abaissée par le passage des glaciers. A la fin du Riss, il était suffisament élevé pour bloquer l'écoulement des eaux pour peu que l'encoche ait été obstruée. Le creusement du bassin de Pianico et le blocage de l'écoulement sont dus à l'érosion glaciaire, complétée par des apports cryoclastiques (figure I27). On peut se demander si les conglomérats de Poltragno compte tenu de leur cimentation d'une dissolution des calcaires et d'un dépôt postérieur de celcite dans les vacuoles ne sont pas antérieurs au Riss. Ils passent sous les argiles de Pianico, mais également sous le niveau actuel du lac d'Iseo, dont le creusement (comme celui de Come) paraît avancé dès la fin de l'avant dernière glaciation.

3°) Le Val Cavallina.

Le glacier du Val Camonica franchissant le verrou de diffluence de Castro remontait le Val Borlezza, mais empruntait également le Val Cavallina (torrent Cherio), s'avançant jusque vers la bordure préalpine. Le creusement glaciaire de cette diffluence a été médiocre, malgré des conditions lithologiques favorables (schistes marneux noirs du Rhétien) : le lac d'Endine, long de 6 kilomètres, n'a qu'une profondeur de IO mètres ! Moins qu'à l'érosion glaciaire, il est dû au barrage morainique würmien du Castello à son extrémité méridionale. La diffluence glaciaire du Val Cavallina était une coulée de glace s'insinuant dans cette longue vallée, mais n'ayant ni la puissance, ni l'épaisseur du glacier de l'Oglio empruntant le bassin d'Iseo.

Le seuil de Castro, la division du glacier entre Val Borlezza et Val Cavallina expliquent la modicité des dépôts glaciaires. L'érosion post-glaciaire, très active dans les schistes et les calcaires marneux friables du Rhétien, a donné de grandes coulées de boues et de matériaux cryoclastiques qui tapissent les versants au dessus du lac, effaçant les accumulations glaciaires des versants.

La vallée du Cherio présente une forme en auge. Au sud du lac d'Endine, les moraines du glacier tapissent les replats de Fonti di Gaverina (410 mètres) dont le matériel encore peu altéré a été apporté par le glacier würmien, tandis que les replats plus élevés avec des placages morainiques (Gaverina 510 mètres) Trate 516 m, Piano 602 m) témoignent d'une extension plus importante des glaces (Riss) et doivent être raccordés aux dépôts morainiques épars du replat de Bianzano, deux kilomètres en amont à 600 mètres. Le glacier würmien s'abaissait de 480 mètres à Ranzanico, à 420 m. vers Casazza et dépassait l'extrémité méridionale du lac d'Endine. La moraine du Castello ne peut en être considérée comme l'arc externe. Celui-ci s'avançait jusqu'à Borgo di Terzo.

S. Venzo (1949) a consacré une étude détaillée au Quaternaire de cette petite vallée des Préalpes, y dénombrant des dépôts morainiques abondants qu'il attribue avec précision à différents stades du Mindel, du Riss et du Würm. La réalité est apparue moins complexe et les traces de moraines rissiennes et mindeliennes moins nombreuses ! Pourquoi dater du Würm III le cordon du Castello et placer le Würm I et II en aval alors que dans la vallée vers Cassaza, on ne trouve pas d'accumulation morainique caractérisée, mais seulement le remblaiement post-glaciaire de la rivière ! Enfin l'attribution au Riss I et II, donnant la même terrasse, des moraines de Grone et Borgo di Terzo ne repose sur aucun fondement.

Les accumulations morainiques apparaissent sous la forme d'un arc très restreint à l'ouest de Borgo di Terzo, des dépôts

grossiers formant le soubassement de l'église de Cantone (348 m) et quelques blocs épars à Grone dont le replat est constitué de calcaires liasiques. Les uns et les autres ne présentent aucune altération pedologique importante, mais seulement un sol brun médiocrement développé à Cantone, ce qui ne justifie pas une attribution au Riss, mais à la dernière glaciation. Au débouché des vallées, les accumulations glaciaires ont été étalées par les eaux parce que peu considérables et seul l'arc morainique de Borgo di Terzo déjà accolé aux versants, a été épargné. L'avancée du glacier würmien est marquée surtout par la construction d'une belle terrasse fluvioglaciaire, trente mètres au dessus du fond de la vallée actuelle, qui se suit le long de la vallée à Cantone, Entratico, Zandobbio (figure I29). Elle se raccorde à la fois à la moraine de Borgo à l'amont et au niveau fondamental de la plaine dans lequel le Cherio est à peine encaissé à l'aval, dans la plaine. La reprise d'érosion post-würmienne est due au creusement de la vallée en amont du front morainique : les argiles lacustres signalées par S. Venzo en amont de Grone ne sont que les témoins d'un lac de barrage temporaire de la fin du Würm. Par contre, le glacier würmien qui s'est avancé jusqu'à Borgo et Cantone a barré le petit bassin de Berzo San Fermo où l'on trouve sous des apports de versants, d'épais bancs d'argiles varvées apparaissant lors d'excavations assez profondes (fondations de maisons). La terrasse de 30 mètres ne présente aucune trace d'altération pédologique profonde justifiant une datation rissienne : la carrière maintenant abandonnée et située 500 mètres au sud de Cantone, montre à la base un matériel grossier, polygénique, cimenté dans certains bancs, surmonté d'un banc de limon et de dépôts fluviatiles recouverts par des apports de versant (figure I28). De même vers Zandobbio, dans la plaine sur le bord de la route Gorlago Chiuduno, ou à proximité de l'autoroute, des épandages fluviatiles récents, sans altération profonde, avec un mince sol brun constituent le prolongement de ce niveau würmien (figure I29).

Au dessus de celui-ci, des blocs et des restes moreniques se rencontrent sur les versants du Monte Fossana du Colle La Guina

et en dessus de Vigano San Martino. Ils ne constituent jamais d'arcs, typiques et ne présentent pas de "ferretisation" caractéristique : ce sont des dépôts épars. Leur datation (Mindel I, II, Riss I) ne repose sur aucun élément morphologique ou pédologique certain permettant une telle classification !. Au sud de Cantone, seul le petit replat de Quaglia (350 m) offre un matériel hétéroclite altéré et rubéfié qui permet de le ranger dans le Riss. Vers l'aval, la terrasse rissienne pourrait se retrouver dans quelques affleurements vers 320 mètres au nord de Trescore.

Dans le Val Cavallina, la glaciation würmienne est responsable des formes de relief de la basse vallée tant par le creusement glaciaire que la construction de la terrasse de Cantone - Zandobbio. Les glaciers précédents ont contribué au dégagement de la vallée, mais leurs dépôts sont dispersés. Le ruissellement, l'action des torrents actifs n'ont pas permis leur maintien.

B - Le lac d'Iseo et son avant pays.

Le lac d'Iseo (ou Conca Sabina) se trouve dans le prolongement du Val Camonica. Malgré les diffluences des Val Borlezza et Cavallina, il a été emprunté par la plus puissante coulée de glaces. S'il apparaît plus modeste que ceux de Come ou de Garde, il n'en est pas moins une forme majeure du creusement glaciaire et un trait essentiel du relief préalpin avec une superficie de plus de 65 km ^{2} et une profondeur maxima de 251 mètres (dont 65 au dessous du niveau marin). Vers la plaine padane, il est fermé par une série d'arcs morainiques formant un amphithéâtre presque parfait entre le Monte Adro et les Préalpes de Brescia, exception faite du débouché de l'Oglio au sud de Sarnico.

La publication essentielle est le long article de O. Vecchia (1954) se rapportant à la fois au piedmont et aux dépôts quaternaires des versants de la Conca Sebina. Il n'est pas possible de séparer les uns des autres, mais il convient de les analyser successivement pour avoir une connaissance d'ensemble de l'évolution et de mesurer l'importance de chaque glaciation dans le modelé actuel.

1°) Les formations glaciaires sur les bords du lac d'Iseo.

Le bassin lacustre d'Iseo, comme ses vallées latérales, était creusé avant les glaciations quaternaires. Comme sur les rives du lac de Come, l'action des glaciers quaternaires a été double : creusement des vallées principales, remblaiement des vallées latérales et des versants. Les versants des vallées sont marqués par un replat net (Val Fonteno, Val di Tavernola) d'origine glaciaire, dont le rebord est ourlé de dépôts morainiques. Celui-ci jalonne l'extension maxima du glacier würmien et ne saurait être considéré comme un niveau d'érosion tertiaire ou pliocène.

Les accumulations morainiques se présentent sous forme analogue à celles du lac de Come : des dépôts dispersés jusqu'à plus de 1000 mètres dans la partie septentrionale, puis une série de cordons et de replats d'accumulation, discontinus, plus ou moins marqués en fonction du relief s'étagent jusqu'aux rives actuelles du lac. Ils ont été minutieusement énumérés pour chaque versant par O. Vecchia (1954) puis par G. Nangeroni (1964) pour qu'il ne soit pas nécessaire d'y revenir dans le détail. Ces dépôts bien constitués s'abaissent de 1000 m. au nord du lac jusqu'à 500 mètres vers Iseo et Predore. Le nombre de niveaux dus à l'accumulation morainique, sur le versant en pente assez douce de Sale Maresino, serait de 25 d'après O. Vecchia (1954, tableau I) . Il est vrai que celui-ci est un véritable escalier, un étagement remarquable de replats d'accumulation glaciaire (terrazzi). Notre propos n'est pas de revenir sur cet inventaire exhaustif, mais d'en revoir la datation.

O. Vecchia, laissant à la glaciation mindelienne les dépôts épars, attribue au Riss les auinze niveaux d'accumulation supérieurs et les dix autres à la dernière glaciation. Cette destination ne se justifie pas morphologiquement, les uns et les autres sont aussi frais et présentent parfois des formes en cordons morainiques bien dessinés. Il n'y a pas d'altération pédologique différente

et les plus élevés ne présentent pas de traces de rubéfaction plus prononcée que les autres. Notre confrère italien reconnaît que l'altération superficielle des dépôts dits rissiens, est variée, et par endroits légèrement rubéfiée ("arrosato"). Mais cette distinction procède d'une attribution à l'avant dernière glaciation des grandes moraines externes de l'amphithéâtre d'Iseo, tandis que seuls les deux arcs les plus internes étaient attribués au Würm. Celle-ci doit être également revue, et sera reprise plus loin mais il apparaît inutile de vouloir suivre le long des pentes abruptes du lac, la prolongation de tous les vallums morainiques du piedmont !

En fait, l'observation montre que l'ensemble de cette accumulation d'origine glaciaire est formée de matériel frais, même le cordon morainique le plus élevé. L'altération pédologique se réduit, le plus souvent, à de minces sols bruns. Il n'y a pas lieu de distinguer deux dépôts d'âge très différent, mais de les ranger dans les apports du glacier würmien dont le retrait s'est effectué progressivement, par saccades, donnant un grand nombre de niveaux sur les pentes faibles où les pulsations se traduisaient par une accumulation latérala (à la fois morainique et d'obturation). Paysage semblable au Val d'Intelvi (chapitre 3) avec gradins en hémicycle dans le bassin versant (conca) de Sulzano, cordon morainique le plus élevé bien dessiné et déterminant des niveaux de remblaiement lacustre (Val Fonteno).

Les pentes permettent rarement la bonne conservation de dépôts morainiques pré-würmiens, cependant au dessus d'Iseo, trois moraines, à quelques centaines de mètres l'une de l'autre marquent l'extension des trois dernières glaciations. Sur la route d'Iseo à Polaveno, le glacier du Würm a bâti le cordon morainique remarquablement frais, haut de 30 à 40 mètres, coupé par la route au grand tournant côté 486. Il atteint 523 mètres et se suit vers le Nord. Il a barré le bassin supérieur du torrent Curtelo déterminant le niveau de remblaiement lacustre de San Teresa (510 mètres) maintenant entaillé par la rivière qui a fait une ouverture à l'extrémité méridionale du cordon morainique. Plus à l'est, les restes d'un cordon morainique rissien sont visibles au nord de la petite église de

San Teresa, vers 536 m. tandis que les dépôts ferretisés du Mindel constituent un petit replat vers Invino di Sopra. La permanence de ces dépôts tient à l'existence d'un seuil calcaire donné par le synclinal crétacé de Polaveno tranché par l'auge glaciaire du bassin d'Iseo. Sur les pentes assez fortes dominant Iseo, le retrait du glacier wurmien a modelé au dessus de la Rocca (360 m) par les eaux de fusion circulant sur son bord, trois belles encoches latérales, dans les calcaires formant une barre sur le versant.

Le modelé actuel des versants et des vallées apparaît clairement comme le résultat de l'érosion des glaciers quaternaires. Mais seuls les dépôts de la dernière glaciation qui en forment l'essentiel expliquent les aspects morphologiques particuliers des versants. Dans la plaine padane, ils constituent aussi les arcs morainiques principaux et la plus grande partie des accumulations.

2°) Amphithéâtre morainique et terrasses fluvioglaciaires en avant du lac d'Iseo (figure n° 129).

Au sud d'Iseo, les crêts de calcaires jurassiques et crétacés du Monte Alto divisaient le glacier de l'Oglio en deux bras d'inégale importance. Entre Monte Alto et Provaglio, la dépression d'origine tectonique accaparait la majeure partie des glaces qui sont allées construire de grands arcs morainiques jusqu'aux abords de Montorfano d'Iseo. L'autre bras du glacier empruntait la vallée de l'Oglio en aval de Sarnico, mais aussi bien ce fleuve que ses affluents ont démantelé des arcs morainiques moins étendus, situés dans un passage resséré, pour bâtir un système de terrasses plus complexe qu'en avant de l'amphithéâtre principal. En introduisant les distinctions régionales nécessaires, les problèmes morphologiques peuvent être envisagés sous trois aspects : la part des glaciations pré-mindeliennes, l'extension et le rôle morphologique des trois dernières glaciations, la formation du piedmont padan en avant du lac d'Iseo.

a) le ceppo villafranchien et le problème de l'extension du glacier Günz.

La stratigraphie de la plaine lombarde le long de la vallée de l'Oglio est donnée par le forage de San Pancrazio (figure I3I) analysé par O. Vecchia (I954, p. 3I7) et G. Nangeroni (I964, p. 62). Bien que l'attribution au Mindel de la terrasse de San Pancrazio (I94 m) soit inexacte (cf. ci-dessous, 3°), il montre sous le ceppo la présence de cailloutis et d'argiles du Quaternaire ancien recouvrant des argiles pliocènes fossilifères, riches en coquillages marins (entre Io et 55 mètres d'altitude) et des conglomérats miocènes. Comme pour les autres vallées préalpines, le cours de l'Oglio au Quaternaire ancien était fixé à son emplacement actuel.

Les conglomérats qui forment les gorges de l'Oglio en aval de Sarnico sont une construction fluvioglaciaire antérieure au Mindel, d'une puissance de I00 mètres sous le Montecchio. S'ils ne sont pas recouverts de ferretto comme le long de l'Adda, les terrasses würmiennes, et au-dessus du pont de Castelli-Caleppio, le niveau rissien sont taillés dans celui-ci. Les éléments calcaires en sont déjà fortement émoussés (médiane de l'indice d'émoussé, 300, module 275) dans un matériel hétérogène comportant des grès permiens, des diorites, micaschistes en bon nombre à côté des roches sédimentaires. Par leur composition et leur cimentation, ils se rattachent à l'accumulation morainique très consolidée dans la masse, du carrefour de Gremignane, près de la rive méridionale du lac. S'il n'est pas possible d'observer le passage latéral entre l'une et l'autre, l'identité de la consolidation dans la masse, leur position relative ne laisse pas subsister de doute, d'autant qu'au sud de Cremignane, se trouvent des placages de conglomérats, semblables au ceppo des gorges de l'Oglio. Par contre, les formations morainiques cimentées signalées par O. Vecchia et G. Nangeroni, à Provezze et sur les versants au dessous de Sulzano sont plus discutables : moins cimentées, avec du matériel déjà trié par les eaux, elles sont mêlées au pied d'un versant à des dépôts glaciaires frais et paraissent

des consolidations locales liées à la circulation des eaux dans ces dépôts. Seuls les dépôts de San Maurizio, au dessus de Lovere, abusivement rattachés par S. Venzo au ceppo barrant la zone de Pianico pourraient par leur consolidation suivie d'une dissolution karstique être considérés comme des moraines latérales du glacier Günz.

En tout état de cause, le ceppo de la vallée de l'Oglio et la moraine de Cremignane témoignent d'une avancée glaciaire ancienne (Günz ?) jusqu'aux rives Sud de l'actuel lac d'Iseo, avec construction d'une puissante accumulation détritique, recouverte et plus ou moins entaillée par les glaciers du Quaternaire moyen et récent.

b) l'amphithéâtre morainique d'Iseo a été construit en très grande partie par le glacier würmien.

Comme dans la plaine padane au nord de Milan, ou pour les terrasses du Brembo, l'extension de la dernière glaciation est réduite aux arcs les plus internes par O. Vecchia (I954) G.B. Cacciamali (I907), A. Cozzaglio (I9I5), tandis que Penck A. (I9I2), Baltzer A. et Moebus B. (I90I) et récemment G. Nangeroni (I964) lui attribuaient l'arc morainique le plus élevé et tous ceux situés en retrait.

(I) Le problème fondamental reste celui de la datation du grand vallum morainique, s'étendant en arc de cercle de Adro à Provezze et atteignant une altitude de 300 mètres. O. Vecchia a montré qu'ici comme en Brianza, il s'agit souvent d'un double ou triple remblai morainique. Il présente un matériel frais riche en cailloux calcaires striés, formant plus de 50 % du total (tableau n° 2, Adro). L'altération reste superficielle sous forme d'un sol podzolique au sommet du vallum, et d'un sol brun enrichi par les apports de versant vers le bas. La forte pente du talus est un autre élément pour une attribution à la glaciation wurmienne. Rien dans la composition lithologique ou l'altération pédologique ne permet de distinguer ce vallum principal des arcs en retrait

de Gresine ou de Clusane, ni des nombreux restes de cordons morainiques épars entre œux-ci et cartographiés par O. Vecchia. Ils ne marquent que des stades dans le retrait progressif du glacier.

La vallée du Longherone coupant en son milieu l'arc principal, et dont le drainage appauvri s'étend jusqu'à l'arc de Gresine - Timoline n'est pas un argument suffisant pour une distinction chronologique de cette importance (entre Riss et Würm). On a déjà vu en Brianza que le drainage centripète n'était pas la règle générale des accumulations würmiennes. Ici tant que le front glaciaire (et c'était le bras le plus important) est resté considérable, il a donné lieu à un écoulement assez puissant capable de franchir les constructions placées en avant. C'était encore le cas lors de la construction de la moraine de Timoline, à moins de quatre kilomètres en arrière du grand vallum d'Adro-Provezze.

De même, entre ces deux arcs morainiques. Le fond assez plat du remblaiement fluvio-lacustre, a été parcouru par des chenaux remblayés maintenant par un limon de couleur brun rouge. Mais celui-ci recouvre un matériel très frais, utilisé par des gravières, sur une épaisseur faible, ne dépassant pas un mètre dans les chenaux. Ce n'est pas un horizon pédologique, mais un remplissage post-glaciaire des chenaux pro-glaciaires du stade de Timoline, remplissage effectué par un épandage des dépôts de pente provenant des versants calcaires voisins et du flanc des arcs morainiques.

Le glacier würmien s'insinuait dans les gorges de l'Oglio au sud de Sarnico, mais cette voie à l'écart et resserée ne lui a pas permis une large extension, et les constructions fluvioglaciaires sont prépondérantes, l'Oglio s'étant fixé sur un talweg ancien qui constitua toujours le point le plus bas, depuis le Pliocène, captant ainsi à son profit l'écoulement du lac d'Iseo. Il n'existe pas d'arc morainique typique et continu : la concentration de l'écoulement les a totalement disloqués . Le Montecchio de Gredaro est formé par les conglomérats villafranchiens. Sur la rive gauche, les trois buttes de San Pietro, Le Guardie, Castello di Paratico

sont les témoins d'un verrou de grès crétacés dans lequel trois encoches ont été creusées par les eaux du glacier. Les restes morainiques les plus importants du Würm sont à l'ouest de Paratico, auxquels on doit ajouter des dépôts d'obturation glaciaire tapissant la colline de San Pietro.

Jusqu'où s'est avancé le glacier würmien ? gêné par le verrou de grès crétacés, il a à peine dépassé Castello di Paratico, au sud duquel commence la terrasse würmienne la plus élevée (Capriolo, San Pancrazio). Vers l'Ouest et le Nord, il a barré le débouché des vallées de l'Udriotto, de Villongo et d'Adrara.

Les dépôts morainiques sont beaucoup moins abondants sur le bord de cette diffluence que sur le front principal du glacier. Néanmoins ils constituent encore des replats vers 260 m. et 250 mètres au débouché des vallées d'Adrara et de Foresto, mais aucune accumulation caractéristique vers Roncaglia ou plus à l'ouest. Venzo S. (1950) puis O. Vecchia les avaient cependant rangé dans le Mindel, datation qui ne peut être retenue. Ni le barrage morainique, ni les replats donnés par le comblement des vallées ne présentent d'altération pédologique de type ferretto, mais un matériel frais à peine altéré dans sa partie supérieure. A. Pasquini, cette moraine taillée par la tranchée de la route comporte d'énormes blocs de grès crétacés, mais encore solides. Le replat de Gazzenda (Val Adrara) dont la stratigraphie a été établie avec précision par O. Vecchia (1954, p. 261) se termine par un banc de cailloutis calcaires. Les argiles de Tolari, jadis exploitées ne s'appuient pas sur un barrage morainique, le glacier a envahi ce bassin jusqu'aux premières pentes des collines de Gandosso : pendant un stade assez court du retrait post-würmien, ces argiles rouges apportées par le ruissellement du bassin versant calcaire de l'Udviotto, ont comblé un lac de barrage, mais elles ne portent aucune trace d'altération pédologique profonde.

A l'encontre des chercheurs italiens classant dans le Mindel ces dépôts (S. Venzo, O. Vecchia) et des allemands (Rassmuss, Levy) les rangeant dans le Riss-Würm, une datation würmienne paraît certaine, vu l'aspect du barrage morainique et l'altitude atteinte

par ce glacier plus au sud vers Adro (300 m) comme sur le flanc nord du Monte Alto (350 à 400 m). La découverte de Bison Priscus et de Cervus Elaphus à Gazzenda (S. Venzo, I950) n'a pas de signification précise puisque les gisements français les voient s'échelonner entre le Mindel et le post-Würm (F. Bourdier, I958). Il en est de même pour les espèces Unio (Pontien d'après F. Bourdier) Planorbis et Bythinia trouvées à Villongo, (S. Venzo, I956), imprécises et sans signification d'autant qu'il s'agit d'argiles remaniées.

Les glaciers du Mindel et du Riss se sont avancés dans ces vallées, mais leurs restes en sont dispersés sur les pentes sous forme de blocs, que Moebus B. (I90I) signale juqqu'à 650 mètres . Nous en avons retrouvé jusqu'à 300 mètres sur les versants des deux vallées, en amont du barrage, mais sans accumulation caractérisée. Les argiles de Gazzenda montre un profond creusement des vallées avant le Würm, oeuvre des glaciers, scellés par les dépôts lacustres.

(2) Les glaciations rissienne et mindelienne.

Les collines peu élevées situées entre le vallum principal et le Montorfano, formant une série de dos coupés par l'autoroute et celles allongées au pied de l'arc principal sont antérieures au Würm. Le sol de Valluna (tableau n° 4, échantillon 4) montre une altération avancée sur plus de deux mètres. Celle-ci se retrouve dans toutes les excavations et nous avons pu l'observer à Adro sous le front morainique würmien. Le long de l'autoroute, ce sol plus rouge qu'en Brianza a en partie glissé sur le flanc des collines, mais il a toujours une épaisseur supérieure à ceux des moraines würmiennes. En avant de celles-ci, un écoulement médiocre des eaux bloquées à l'aval par l'échine du Montorfano a permis la conservation de ces dos morainiques.

Le long de l'Oglio, la moraine rissienne étalée en terrasse par le ruissellement forme le niveau de Castelli Caleppio (238 mètres) recouvrant le ceppo villafranchien.

Comme au sud de Come, la glaciation du Riss a laissé subsister à l'écart des zones d'écoulement würmien et post-würmien des cordons morainiques épars, mais le glacier du Mindel qui s'est avancé plus au sud a vu ses restes enfouis par la subsidence padane. Seuls quelques blocs dispersés sur les basses pentes du Montorfano en sont les témoins. Les moraines mindeliennes se retrouvent par forage sous la terrasse rissienne formant replat au nord de Rovato, et à l'ouest de la route Rovato -Iseo. Le puits foré par l'Usine Telemeccanica Elettrica (figure 130) donne une coupe assez précise, montrant des formations morainiques entre 32 et 60 mètres de profondeur, comportant de gros blocs erratiques de porphyres (Mindel) et peut être deux phases d'avancée de ce glacier, séparées par une phase d'épandage de cailloutis. Les graviers, sables et gros cailloux entre 90 et 100 mètres seraient le prolongement du ceppo villafranchien.

Les cailloutis épars signalés par O. Vecchia (1954) sur les pentes du Monte Valenzano et du Monticello à l'extrémité orientale de l'amphithéâtre morainique sont les rares témoins visibles de la glaciation mindelienne.

La subsidence de la plaine très importante à la hauteur du Montorfano, prouvée par le puits de la Telemeccanica et une large extension du dernier glacier n'ont laissé subsister que de rares lambeaux de terrasses rissiennes, donnant plus qu'ailleurs la plus grande part aux constructions fluvioglaciaires würmiennes.

C) Les terrasses fluvioglaciaires.

O. Vecchia (1954) ne distinguait pas moins de huit terrasses le long de l'Oglio. La réalité oblige à donner au Würm la plus grande partie de ces constructions et à en réduire le nombre.

La terrasse rissienne ne forme que quelques niveaux assez proches du front morainique würmien : celui de Castel dei Conti - Castelli Caleppio - Tagliuno sur la rive occidentale du fleuve,

domine la terrasse du maximum würmien de I5 mètres (figure I31). Le matériel fluvioglaciaire du replat de San Donato au nord de Rovato avait été attribué à tort au Mindel par Vecchia O. (I954). L'analyse du sol (tableau 4, échantillon 3), comme la constitution lithologique de la partie altérée (comportant des grès du verrucano presque intacts, mais très peu de calcaires) sur 2 à 3 mètres le prouvent de façon indubitable (coupe au croisement, sortie nord du village de Rovato).

Les terrasses würmiennes comportent deux niveaux très étendus en rapport avec les moraines les plus élevées : le vallum principal Adro - Provezza et l'arc de la Francia Corta (Tinoline - Gresine) auquel on peut joindre les moraines de Paratico sur les bords de l'Oglio, en face de Sarnico. L'avancée maxima du glacier a donné la terrasse de Capriolo - San Pancrazio et les plaines en avant de l'arc Adro - Provezze, (niveau de Gazzago), à peine entaillées par le Longherone. Au nord du Montorfano, l'épandage fluvioglaciaire a partiellement ennoyé les arcs morainiques rissiens dont seul les sommets émergent sous forme de dos. Le niveau de ce remblaiement passe à celui de Capriolo - San Pancrazio à l'ouest, et celui de Cazzago à l'est. Il n'existe pas deux terrasses différentes. Ce n'est que vers Rovato que l'abaissement rapide de la terrasse würmienne, a laissé subsister le niveau signalé plus haut comme rissien au nord de cette localité. De part et d'autre du Montorfano, la terrasse würmienne constitue le niveau fondamental de la plaine.

Au retrait du glacier würmien sur l'arc de la Francia Corta Paratico correspond le fond du Longherone et la terrasse de Credaro qui vers l'aval au sud de Palazzolo sur l'Oglio se trouve à IO mètres en dessous de la première. En contrebas, deux terrasses marquées dans les gorges au sud de Sarnico constituent deux niveaux plus récents vers Palosco.

CONCLUSION

L'exemple du lac d'Iseo montre l'importance prise par la glaciation würmienne dans la construction du piedmont à l'est du Brembo. Si celui-ci par l'étendue des terrasses mindeliennes et rissiennes s'apparentait aux constructions quaternaires de l'Adda, à l'est de Bergame, la subsidence padane s'accentue et se rapproche de la bordure préalpine. L'intérêt des vallées bergamasques et du lac d'Iseo dépasse leur cadre purement local. Ils permettent d'avancer des conclusions d'une portée plus générale.

Le villafranchien a comporté au moins deux avancées glaciaires notables dans la vallée du Serio, tandis que le lac d'Iseo montre une moraine sur la bordure préalpine. Les coupes de la bordure du bassin de Clusone font apparaître une manifestation du refroidissement climatique dès le Villafranchien inférieur ou moyen sous la forme de coulées de boue avec matériel cryoclastique.

Le creusement des vallées depuis le villafranchien a été important dans la montagne, particulièrement lorsque la structure s'y prêtait et que leur ouverture était récente (Val di Scalve). Les glaciers rissiens avaient surcreusé les principales vallées, créant des lacs à l'emplacement de celui d'Iseo et dans le Val Borlezza, ce qui rejoint nos conclusions à propos du lac de Come.

Dans les vallées la subsidence de la plaine provoque un fort creusement des terrasses à l'amont. Mindel à 80 - 100 mètres au dessus du talweg actuel, Riss à 50 mètres, Würm vers 30 mètres. Cette dernière de pente moins forte vient former le niveau fondamental de la plaine. En montagne, le creusement est l'oeuvre des différentes glaciations quaternaires, mais parfait par la dernière dont les dépôts sont les plus nombreux.

CHAPITRE 9

LES VALLEES DES PREALPES ORIENTALES ET L'AMPHITHEATRE MORAINIQUE DE GARDE

A l'est du Val Camonica, les hauts massifs de l'Adamello et de la Brenta ont abrité de grands glaciers pendant les périodes froides du Quaternaire, mais ils n'auraient pas été assez puissants pour avancer jusque sur la bordure préalpine. Leurs bassins sont d'étendue moyenne et le réseau hydrographique divergent ne concentrait pas les coulées de glace dans une seule direction. L'apport du glacier de l'Adige a permis la formation de la coulée glaciaire qui a surcreusé le bassin actuel du lac de Garde. Celui-ci abondamment alimenté par les hauts massifs de l'axe central des Alpes, de l'Ortlès au Gross Venediger voyait les glaces confluentes vers Bolzano gênées dans leur écoulement vers le Sud par les gorges de l'Adige. Une partie de celles-ci franchissait le seuil de Terlago - Vezzano pour emprunter la vallée du Sarca. Elle était renforcée par une diffluence secondaire du glacier de l'Adige utilisant le val di Loppio à l'est de Riva del Garda et un apport de celui du Noce par le seuil du lac de Molveno. Le glacier du lac de Garde a construit le plus bel amphithéâtre morainique de la bordure des Préalpes par l'ordonnance de ses arcs morainiques, leur remarquable hauteur et leur continuité, sans que toutefois le surcreusement des seuils de diffluence ait été suffisant pour capter les eaux du haut Adige et les détourner vers l'ouest. Ceci oblige à envisager successivement le cas des vallées préalpines (Chiese, Sarca..) avant d'aborder les problèmes des constructions glaciaires du piedmont gardesan.

I - LE FACONNEMENT QUATERNAIRE DES VALLEES PREALPINES DU CHIESE, DU SARCA ET DES RIVES DU LAC DE GARDE.

Le Val Trompia n'a pas été occupé, même dans sa partie la plus haute par de grands glaciers (cf. chapitre 6). Il n'a abrité sur son versant méridional que des glaciers locaux qui ont construit une terrasse vers 20 mètres au dessus du lit actuel de la rivière et visible seulement dans les rares secteurs où la vallée s'élargit. A son débouché sur la plaine padane, elle s'unit à la terrasse du maximum würmien de l'amphithéâtre d'Iseo.

De même les massifs de calcaires et de dolomies entre vallée du Chiese et lac de Garde n'ont eu que des glaciers locaux, d'étendue restreinte. Ils ont sculpté des cirques glaciaires sur les faces nord de la Cima Tombea (1948 m) du Caplone (1976 m) du Monte Tremalzo (1974 m) et du corno della Marogna (1954 m) au sud du lac di Ledro. Des accumulations se trouvent jusque vers 900 mètres dans le Val di Lorina et les glaciers du massif du Tremalzo se seraient arrêtés vers 1000 mètres dans la vallée du Sat (M. Cadrobbi, 1943 ; Habbe K.A., 1969). Ce n'est qu'au nord du lac de Ledro que les glaciers wurmiens du groupe de Roccia Campei (2062 m) Dosso della Torta (2151 m) ont rejoint les grandes coulées de glaces du Chiese et du Sarca qui atteignaient 1200 à 1400 mètres. Mais leur puissance et leur apport étaient faibles à côté des grands glaciers du Chiese et du Sarca.

1°) La vallée du Chiese.

L'étude morphologique des Préalpes (chapitre 6) a montré que la vallée du Chiese au tracé sinueux suivait en partie une série d'accidents tectoniques, de dépressions structurales tandis que certains passages (gorges de Nozza Barghe) étaient dus à une antécédence du cours d'eau établi avant le relèvement tectonique ponto-villafranchien.

Ces mêmes facteurs ont conditionné le travail des glaciers . Le lac d'Idro doit son excavation à la fois à sa situation sur la faille judicarienne au nord, à la présence de calcaires noirs de Zorzino et de dolomies friables noirâtres du Norien, et à la confluence des glaciers du Chiese et du Coffaro à Ponte Coffaro. Le creusement relativement modeste du lac (moins I22 m) si on le compare aux grands lacs préalpins paraît dû à la moindre puissance du glacier qui au Würm atteignait la côte I000 vers Lodrone, mais seulement 700 m vers Idro, avec une épaisseur d'abaissant de 600 à 300 mètres (Habbe K.A., I969). L'existence du lac d'Idro est dû non pas à un barrage morainique, mais à un verrou glaciaire donné par les formations du Carnien (calcaires et grès) revêtus superficiellement de dépôts glaciaires.

Le problème de la vallée du Chiese est celui de l'extension des glaciers quaternaires, particulièrement pendant le Würm. Penck A. (I909), et L. Trevisan (I958) fixaient cette limite à l'extrémité méridionale du lac d'Idro, solution irrecevable car les dépôts morainiques sont peu abondants alors que vers l'aval des alluvions fluvioglaciaires très grossières constituent la basse terrasse jusque vers Sabbio Chiese et Carpeneda où l'on trouve des blocs atteignant le mètre cube. F. Sacco (I936) et G.B. Cacciamali (I9I4) l'arrêtaient à Vestone ; C. Bonomini (I925) à Barghe, opinion reprise par K.A. Habbe (I969). Seul S. Venzo (I965) fixe la moraine terminale vers Carpeneda, soit 7 kilomètres en aval de Barghe, I2 par rapport à Vestone. Ces divergences proviennent de l'absence de tout arc morainique vraiment indéniable.

Des dépôts morainiques existent, mais peu importants en amont de Vestone tandis qu'en aval de cette ville une terrasse fluvioglaciaire, à matériel parfois lité et quelques gros blocs, se développe jusqu'à Nozza. De très gros blocs se retrouvent sur le seuil de Tesolo à l'ouest de Nozza, épars sur son sommet et même sur le versant de la vallée du torrent Nozza. Dans le passage en gorges du Chiese à travers le Monte Foppe, ils sont disséminés sur les versants, nettement au dessus du talweg actuel. A partir de Barghe

apparaît une terrasse à 25 - 30 mètres au dessus du Chiese. Les carrières de sables et graviers montrent un matériel roulé et lité très grossier, parsemé des mêmes blocs qui jalonnent le niveau à Palline et à Corpeneda. Il est incontestable que le glacier est parvenu au moins jusqu'à Vestone car en amont il n'y a ni dépôts morainiques abondant, ni terrasse fluvioglaciaire. On ne peut admettre qu'il soit parvenu à Corpeneda : cela suppose une puissance énorme de la coulée de glaces. Elle aurait débordé pendant le Würm, et les glaciations précédentes (S. Venzo voit dans le replat supérieur de Corpeneda une moraine du Riss) sur le bassin d'Odolo - Preseglie et les versants de rive gauche du Chiese. Sur les uns et les autres, on ne trouve pas le moindre bloc d'origine allogène. Il faut fixer celle-ci entre Vestone et Barghe. L'existence de gros blocs assez loin en aval du front glaciaire est fréquente sans que l'on admette une descente du glacier.

Le replat de Tesolo avec ses blocs se situe au dessus de la terrasse de Vestone, ils ne peuvent avoir été apportés par les eaux qui ont construit celle-ci, d'autant que ces apports détritiques n'ont pas débordé dans la vallée du torrent Nozza. C'est pourquoi il convient de fixer ici le maximum würmien qui a barré cette vallée provoquant une accumulation lacustre, recreusée par la rivière, d'où des replats dont il est malheureusement, faute de coupes, impossible de connaître la constitution exacte. Le front du glacier würmien pénétrait dans la gorge entre Nozza et Barghe, mais l'écoulement du Chiese canalisé en a balayé rapidement toute trace. La puissance du débit a entraîné de gros blocs assez loin vers l'aval peut être à l'occasion de la vidange de certains lacs d'obturation glaciaire (vallée du Nozza, Val dell' Abbioccolo). La terrasse de Vestone Sardello est due à un stade de retrait, 2 kilomètres en arrière du maximum würmien dont les dépôts morainiques ont été repris par les eaux des torrents Degnone et Gorgone débouchant à Vestone.

En aval de Barghe, la vallée du Chiese présente les trois terrasses climatiques (figure I32). Des dépôts ferretisés découverts à 390 mètres à Macegno marquent sans doute la limite

du glacier mindelien dont la terrasse se retrouve à 360 mètres (Ronchi au dessus de Sabbio), Prada, plus en aval (330 m). Elle repose sur un conglomérat très cimenté qui vers Carpeneda au Km 33, La Travata, fossilise une cavité karstique à 40 mètres au dessus du talweg actuel. Il est à ranger dans le Villafranchien et à relier aux dépôts de ceppo des rives du Chiese vers Calvagese. Dans la vallée du Chiese, les conglomérats ne sont apparents que sous la haute terrasse, les deux terrasses inférieures sont emboitées dans celle-ci. Il n'est pas possible d'ailleurs d'observer de passage entre ceux-ci et le conglomérat dit de Preseglie, à matériel uniquement sedimentaire recouvrant les tufs et les argiles au sud-ouest du village de Sotto Il Castello. Les galets sont trop émoussés pour provenir des pentes ou des torrents voisins. En l'absence de toute datation paléontologique ou floristique (I), la carte géologique de Brescia les classe comme prè-glaciaires. Beaucoup moins grossiers que les conglomérats pontiens de San Bartolomeo, et que ceux pré-mindeliens de la vallée du Chiese, ils pourraient être en relation avec une première phase d'érosion et de refroidissement comblant le bassin d'Odolo, tandis qu'avec le Villafranchien supérieur et l'avancée d'un glacier Günz par l'actuel Val Sabbia (Vestone) s'est formé celui de la vallée du Chiese.

La terrasse du Riss forme le remarquable niveau de 306 mètres à Carpeneda sans qu'il soit possible d'y voir une accumulation typiquement morainique. Comme dans les autres vallées préalpines, la terrasse würmienne est la plus continue. L'étroitesse de la vallée a contribué au démantelement des niveaux rissiens et mindeliens, et des accumulations morainiques. Le stationnement du glacier dans la gorge en aval de Nozza n'est pas sans rappeler le problème du front rissien de la Durance à Sisteron, placé lui aussi sur une gorge, sans trace de construction morainique, mais avec en aval un épandage de blocs de grandes dimensions sur la terrasse. Comme à Carpeneda, leur disposition à fleur de terre, posés sur la terrasse, ne prouve nullement une avancée du glacier.

(I) Dans les argiles sableuses, quelques rares pollens ont été trouvés sans signification précise (Quercus, Ostrya, Celtis, Detula Costanea) et I2 du type Pinus (dont un Pinus Canariensis et un keteleevia). Climat assez chaud, fin Pliocène .

2°) La vallée du Sarca.

Le tracé sinueux du Sarca, orienté d'Ouest en Est, est en rapport avec l'orientation du réseau hydrographique pré-quaternaire en fonction de la zone de subsidence du bassin de Garde (chapitre 6). Elle n'a pas été modifiée par les glaciers quaternaires qui rencontraient cependant dans les gorges en amont et en aval du bassin de Stenico des obstacles de taille. Localement le maximum glaciaire würmien a façonné des replats, assez restreints, mais qui montrent cependant qu'il atteignait 1450 mètres vers Tione d'où une diffluence par le Passo Durone rejoignait le bassin de Stenico plus au sud. Dans celui-ci avec les apports du Noce, il se trouvait à une altitude à peu près équivalente. Mais cet englacement considérable s'il a accusé les pentes des montagnes calcaires, n'a guère remblayé les versants, sinon dans le bassin de Stenico.

Dans le petit bassin de Tione, le Sarca et son affluent ont bâti après le retrait des glaciers deux énormes cônes de déjection formant aujourd'hui un niveau à 60 mètres au dessus de la rivière. Depuis le Würm, le creusement de la rivière dans les gorges calcaires et les schistes tendres du bassin de Stenico, en fonction du cours aval du Sarca, a été particulièrement rapide. Au Sud, les arcs morainiques de Fiavé ont bloqué l'écoulement des eaux vers le Sarca déterminant une zone de marécages. Le glacier du Sarca rejoignait celui de Garde par le col de Ballino. Lors du recul glaciaire, celui du Sarca fut plus rapide et deux stades peut être de même âge se trouvent de part et d'autre du passage : au nord marqué par la moraine de Fiave (650 m), au sud construit par le glacier du Garde qui barre le lac de Tenno (600 mètres).

Le bassin de Stenico, large synclinal de schistes crétacés et éocènes, peu résistants, assez friables, n'a pas été surcreusés par les glaciers. La situation générale peut l'expliquer par une réduction relative de la vitesse d'écoulement des glaces dont les issues sont malaisées par des passages étroits vers l'Est et le Sud, obstacles qui se présentent après le passage difficile, plus en amont

dans les gorges (Scelette) entre Ragoli et Stenico. C'est le phénomène inverse qui se produit dans les grandes vallées rectilignes (Adda, Oglio, Benaco) où l'écoulement n'est pas gêné sur une distance assez longue. Mais on a vu pour le lac de Come que cette explication n'est pas satisfaisante puisque le surcreusement maxima se localise dans les calcaires du bras de Come et là où le tracé est le plus sinueux. Il est vrai que le glacier du Lario était plus puissant que celui du Sarca, et la situation morphologique bien différente. Une explication générale du creusement glaciaire ne peut s'appliquer à tous les cas particuliers.

Un autre intérêt du bassin de Stenico est la présence des conglomérats très cimentés, à éléments roulés, de Dorsino Pergoletti, déjà signalés par L. Trevisan (I938. 9).Ils constituent des replats vers 736 au dessus de Dorsino, vers 709 mètres à Pergoletti. Contrairement à l'opinion de L. Trevisan, ils ne reposent pas sur la moraine rissienne et les alluvions du Pont d'Ambiez recouverts de moraines et de débris de versants wurmiens et post wurmiens, mais ceux-ci sont emboités dans une vallée taillée par le torrent dans les conglomérats. Ils sont antérieurs à l'avant dernière glaciation et pourraient être rattachés aux conglomérats villafranchiens observés si souvent plus à l'ouest. La couverture de moraine récente et les dépôts de pente gênent l'observation, mais on peut se demander dans quelle mesure ils ne sont pas dénivellés par des accidents tectoniques. Le bord occidental du replat de Pergoletti est rectiligne et dans le prolongement de la cassure longeant à l'ouest le lac de Molveno. Ils montrent l'ancienneté du drainage de cette partie du bassin vers le Sarca. Ils ne sont vraisemblablement que les apports fluviatiles des débris provenant d'éboulements anciens le long de l'accident de Molveno ; ce lac lui-même étant barré par un gigantesque amas de blocs, daté assez précisément par la méthode du carbone I4 vers I000 - 800 avant Jésus Christ (Marchesoni V. I938). Ils jalonnent d'ailleurs beaucoup d'accidents tectoniques de ce Trentin Méridional et de la bordure de la Brenta. Le cas de la vallée du Sarca entre Sarche et Riva permettra de poser ce problème.

3°) Les "marocche" dans la basse vallée du Sarca.
(photo 8, planche IV)

Sous le terme local de "marocche" ; repris par les géologues italiens, on désigne de gigantesques amas de pierres, très fréquents dans le Trentin méridional, encombrant en particulier les vallées du Sarca, de l'Adige, bloquant l'écoulement des eaux et responsables des lacs de Cavedine et de Molveno pour la zone qui nous intéresse. Ceux de la vallée du Sarca, entre Sarche di Lasino et Arco sont parmi les plus imposants : G.B. Trener (I957) avance les chiffres suivants : I2,4 km^2 de superficie, un volume total de 750 millions de mètres cubes, dont I87 au dessus du niveau actuel de la rivière. Certains blocs atteignent 20 mètres de coté. Interprêtés à tort comme des moraines ou des éboulements transportés par les glaciers (T. Taramelli, I88I), ils ont été considérés à juste titre par G.B. Trener comme d'énormes éboulements provenant des versants voisins, essentiellement du Monte Brento et du Monte Casale. La minutieuse étude de G.B. Trener (I957) a distingué dix éboulements successifs, les plus anciens se trouvant au sud de Dro où étalés par les eaux du Sarca, ils forment des niveaux déjà cimentés par les eaux. Les uns et les autres ne comprennent que de rares éléments allogènes, d'origine morainique (dépôts de versants) entrainés avec l'éboulement, mais reposent sur des formations morainiques attribuées à un stade tardi-wurmien. Leur matériel uniquement local (calcaires du Lias - Jurassique) exclut tout transport par les glaciers, de même que leurs formes, en énormes cônes étalés convexes vers l'Est, montrent qu'ils proviennent de l'éboulement de pans entiers de la montagne. Ces éboulements s'échelonnent dans le temps depuis le retrait du glacier würmien jusqu'à l'époque historique puisque le creusement d'une conduite pour la centrale hydro électrique de Dro a permis la découverte, sous les accumulations les plus récentes, d'un tesson d'époque romaine (G.B. Trener, I924).

Notre propos ne sera pas de reprendre l'étude détaillée de ces "marocche" déjà faite par Trener (I924, I957) mais d'en dégager la signification et la portée morphologique. Le chercheur tridentin y voyait une conséquence de la décompression post-glaciaire, provoquant des déséquilibres sur les parois et des glissements en masse de paquets sédimentaires trop inclinés ou extrêmement diaclasés.

Cependant le phénomène, dans cette ampleur, est limité au Trentin méridional et ne se retrouve pas dans les Préalpes lombardes où pourtant les glaciations quaternaires furent aussi puissantes. On remarquera aussi que ceux-ci jalonnent les grandes failles du Trentin, formant un faisceau convergeant vers Riva del Garda, dont l'âge est récent puisqu'ils dénivellent la série miocène du Monte Brione. Le Monte Brento, haché de cassures sur sa face orientale, a vu ses compartiments dominant la vallée du Sarca, s'ébouler sur celle-ci. Mais le creusement würmien de la vallée et le recul des glaciers ne paraissent pas suffisants pour expliquer l'ampleur du phénomène et surtout sa localisation. Un réajustement tectonique, des secousses telluriques paraissent les causes les plus vraisemblables de ces éboulements. Des rejeux tectoniques minimes dans cette zone fragile, hachée de cassures récentes semblent évidents vu l'existence de miroirs de faille. Ces miroirs de faille sont remarquablement frais et délimitent les zones d'éboulement.

L'intérêt des "marocche" dépasse le cadre d'une néotectonique post-würmienne. Il est l'exemple qui permet de comprendre les grandes accumulations conglomératiques du Villafranchien dont on a avancé l'origine à la fois climatique et orogénique. Il illustre le comblement du bassin de Clusone - Bretto, des vallées bergamasques, et les conglomérats de Poltragno - Monte Clemo. La succession ou la concommittance des mouvements orogéniques et de l'avancée des glaciers s'accompagneront d'un étalement et d'un transport vers l'aval du matériel, sans que le glacier réussisse à déblayer totalement la masse éboulée. L'étalement et la cimentation par les eaux du Sarca des plus anciennes "marocche" en est la preuve. La superposition des moraines tardi-würmiennes et des éboulements rejoint de façon plus grandiose la coupe de la montée de Parre (Val Seriana) bassin de Clusone.

Au sud d'Arco, le Sarca a remblayé la plaine alluviale qui vers Riva borde le lac de Garde. La grande faille bordière n'a pas rejoué récemment. Les formes d'éboulement post-glaciaires sont mineures.

4°) Les bordures préalpines du lac de Garde, le lac de Ledro.

Sur les bords du lac de Garde, les dépôts morainiques comme sur les rives de ceux d'Iseo et de Come, sont inégalement répartis sur les versants. A l'est, sur le pentes pourtant assez fortes du Monte Baldo, ils constituent une série de bourrelets dont le plus élevé (maximum würmien) s'abaisse de 800 mètres au nord jusqu'à 400 mètres au sud vers Torre del Garda. Au dessus de ces altitudes, les dépôts sont épars sauf à l'extrêmité méridionale ou des restes d'arcs morainiques apparaissent et se relient à ceux situés sur la bordure du Monte Belpo, à l'ouest de Caprino Veronese (Riss).

La rive occidentale dont le tracé rectiligne est d'origine tectonique (chapitre 6, IIe partie) se prêtait moins que le flanc anticlinal du Monte Baldo au dépôt et à la conservation des moraines. Ils sont quasiment inexistants sur les âpres promontoires de dolomie principale et l'escarpement de faille tranchant les terrains autochtones a été modelé en flanc d'auge. Ce n'est que lorsque le glacier a dépassé le rebord rocheux et surtout lorsque pénétrant dans les vallées affluentes, il a créé des lacs d'obturation que ses accumulations prennent quelque netteté. Ainsi au sud de Limone, le glacier würmien a barré le Val di Bondo et son affluent par une large moraine en arc de cercle de Sompriezzo à Voiandes Vesio et au sud du Monte Bestone. Des phénomènes identiques se sont produits dans celles de San Michele et de Barba rano. Dans cette dernière, l'arc morainique le plus élevé (390 m) doit être attribué à la dernière glaciation et non au Riss, (S. Venzo, I957). Très souvent les dépôts d'obturation présentent une teinte rouge assez vive, mais ne peuvent être considérés comme des moraines ferretisées du Mindel (Venzo S. I957, I965) : c'est un matériel local, cryoclastique, enrobé dans les argiles de décalcification des versants, le tout entraîné par ruissellement a été accumulé dans le bas des versants et contre le barrage morainique. Les restes des glaciations préwurmiennes sont dispersés sur les versants ou dans les vallées sous forme de blocs erratiques et de cailloutis jusque vers 600 mètres dans celle du Toscolano. A l'ouest de Gargnano, le glacier Würmien a construit sur le replat de Liano,

entre Monte Beole et Castello di Gaino, un remarquable cordon morainique allongé à l'altitude de 500 mètres, en avant duquel des moraines rissiennes ont été préservées sur ce replat vers 600 mètres (Fornaga) tandis que les débris se retrouvent jusque vers 750 mètres (Mindel ?).

C'est entre Limone et Toscolano que le lac est le plus creusé avec une profondeur généralement supérieure à 300 mètres, et un maximum de 372 mètres. Le profil transversal est typiquement en auge et au droit de Toscolano, l'épaisseur du glacier, à la fin du Würm était d'au moins 700 mètres ! Le creusement est localisé dans la partie aval du cours rectiligne du Sarca et de son prolongement par le lac de Garde.

Sur la rive occidentale du lac de Garde, le lac de Ledro et sa vallée se trouvaient entre les grands glaciers de Garde et du Chiese. A l'est comme à l'ouest, le passage vers les deux grandes vallées se fait par des gorges profondes taillées dans la dolomie norienne que des diffluences glaciaires ont difficilement franchi pour arriver au Würm aux abords du bassin de Ledro. Le lac de Ledro est un lac de barrage glaciaire, fermé par le grand arc morainique de Molina di Ledro qui marque l'avancée maxima de la diffluence du glacier würmien de Garde.

A l'ouest par contre la diffluence du glacier du Chiese par le Val d'Ampola (torrent Palvico) n'est pas parvenue jusqu'aux abords du bassin de Ledro. Vers Tiarno on ne trouve pas la moindre construction morainique, et il y a tout lieu de penser qu'elle arrivait avec peine au sud du petit lac d'Ampola constituant un barrage à l'origine de ce lac et du remblaiement marécageux entre celui-ci et Tiarno. Les moraines ont été promptement emportées par les eaux des torrents dans cette gorge d'autant qu'elles étaient placées sur un seuil. On ne retrouve que quelques blocs allogènes dans les gorges profondes du Palvico. Le glacier würmien n'a pas dérangé un drainage déjà organisé vers Ledro et Garde.

Les glaciers pré-würmiens avaient cependant envahi le bassin de Ledro, surcreusant la zone actuellement occupée par le lac. Des dépôts morainiques épars vers Tiarno, la rive sud du lac, des dépôts d'obturation glaciaire vers Bezzecca le prouvent mais il n'est pas possible de jalonner avec précision leur extension.

Le lac de Ledro est à une centaine de mètres en contrebas du seuil de Tiarno et la glaciation würmienne, si elle a formé le lac de Ledro a maintenu le drainage organisé antérieurement. Le creusement du lac est antérieur à la dernière glaciation et était très avancé. Les torrents du Val dei Concei et de Tiarno ont accompli un important travail de remblaiement mais encore très insuffisant.

Au sud de Riva, le glacier de Garde, canalisé entre les deux rives, n'était pas affaibli par des diffluences notables. Empruntant l'ancien golfe méridien oligo-miocène il débouchait sans rencontrer d'obstacle notable sur la plaine padane en un vaste front circulaire.

II - L'AMPHITHEATRE MORAINIQUE GARDESAN ET LA PLAINE PADANE.

Les plages souvent caillouteuses du lac de Garde, de vastes étendues de marécages sur la rive méridionale contrastent avec le bord du lac de Come où la montagne semble surgir des eaux. Si le glacier était moins puissant que celui de l'Adda, ne rencontrant pas d'obstacle, il s'est avancé sur la bordure préalpine qui marque un grand rentrant entre Brescia et Verone. Les accumulations morainiques frontales se trouvent fréquemment en bordure du lac dont la forme générale épouse celle du lobe glaciaire qui lui a donné naissance. A la différence des précédents (Come, Iseo) c'est en partie un lac de barrage glaciaire provoqué par l'accumulation successive de dépôts glaciaires et fluvioglaciaires sur la bordure. Les seuils de roche en place n'ont qu'une importance médiocre (Sirmione) ou placés à la périphérie (Manerba, Monte Moscal) n'ont servi que de points d'appui aux arcs morainiques les plus externes. L'absence de relief sous-jacent

l'unité de la langue glaciaire (hormis le petit bras de Salò) font que l'on a l'accumulation de moraines la plus considérable par le nombre des arcs, plus serrés qu'ailleurs les uns contre les autres, et par sa profondeur atteignant jusqu'à I2 kilomètres. Elles forment des collines continues et boisées au dessus de la plaine padane très uniforme qu'elles dominent d'une centaine de mètres.

Le schéma général est simple. Un premier arc morainique peu élevé, aux formes adoucies, installé sur un soubassement de conglomérats domine le Chiese sur sa rive gauche, du Monte San Martino près de Longavina jusqu'à Carpenedolo, de plus en plus disséqué vers le Sud, et disparaît après cette localité. En arrière d'une plaine d'épandage, des arcs morainiques accolés les uns aux autres, se suivent derrière le plus externe, remarquablement continu, depuis Tormini, le long du Chiese, à l'ouest de Salò, jusqu'à Lonato, Solferino, Volta Mantovana au sud, se poursuivant vers l'est par Sommacampagna, les bords de l'Adige (Ponton) jusque vers Affi, Costermano pour rejoindre les cordons morainiques s'appuyant sur le Monte Belpo. A côté de cette vaste accumulation, l'amphithéâtre morainique de l'Adige (ou de Rivoli Veronese) tout proche, fait piètre figure malgré son harmonieux dessin en hémicycle dont le rayon n'est que de 3 kilomètres !.

L'un et l'autre ont suscité beaucoup de recherches mais moins de contreverses aussi passionnées qu'en Brianza, ce qui ne signifie nullement que l'accord soit général. La multiplicité des accumulations pouvait apporter la preuve d'un grand nombre de glaciations. Les travaux sont trop nombreux pour être tous cités ici, et à plus forte raison analysés brièvement. S. Venzo (I957, p. 74 et suivantes) en fait le point et la critique. Depuis cette date, deux autres publications de cet auteur (I96I, I965) montrent que son opinion a varié. De leur côté, K.A. Habbe (I960, I969), Fräntzle O. (I959) et M. Capponi (I968) ont apporté une contribution intéressante. Comme en Brianza, le problème reste celui de l'attribution au Würm ou au Riss des grandes accumulations morainiques continues et élevées, attribuées à la dernière glaciation par les allemands (Penck A., Klebelsberg R., Fräntzle O.,Habbe K.A.),

tandis que la plupart des chercheurs italiens limitent celle-ci aux arcs morainiques les plus internes. La question est importante puisque comme à l'ouest, elle détermine l'âge de la plaine padane et le creusement du lac !. L'intérêt des bords du lac de Garde concerne aussi le Quaternaire ancien, prouvant après le lac d'Iseo et le bassin de Clusone, des avancées pré-mindeliennes des glaciers.

A. Moraines et terrasses en avant du lac de Garde.

Comme pour les vallées et le piedmont étudiés précédements, celle-ci s'appliquera à déterminer la part relative des trois glaciations dans la construction des arcs morainiques et des terrasses. Le premier point sera de préciser l'âge des grandes accumulations continues de l'amphithéâtre, puis d'examiner les dépôts les plus externes.

I° - Les grands arcs morainiques continus sont würmiens.

L'arc morainique continu de Tormini - Lonato - Solferino Castermano délimite une zone d'accumulation en cordons continus, enserrant fréquemment des zones marécageuses. A l'ouest de Salo, seulement ces formes passent à des gradins d'accumulation formant un hémicycle autour du bassin lacustre de cette ville.

Contrairement à l'opinion de S. Venzo (I957, I965) de Habbe K.A. (I969) et des chercheurs italiens, il n'y a pas de différence fondamentale, entre les arcs morainiques, du plus externe à celui longeant le lac. Les uns et les autres doivent être attribués au glacier würmien. S. Venzo (I96I) s'était rangé à cet avis pour revenir ensuite à l'idée que la grande majorité des dépôts était rissienne. Il se fondait sur l'existence de paléosols rubéfiés conservés dans les talwegs, mais on a vu (Ière partie, chapitre 7 III, 3° a) qu'il n'était pas possible d'accepter cette conception.

La datation würmienne repose sur un ensemble d'arguments morphologiques et l'étude des altérations superficielles.

I) Quelque soit l'itinéraire emprunté pour traverser ces accumulations de l'extérieur vers le lac, la moraine externe présente toujours un aspect topographique important et frais de véritable "vallum" avec un sommet parfois légèrement aplani et des versants en forte pente. Il en est de même pour les cordons internes lorsqu'ils ont été construits sur un site plat (par exemple celui de Da Zette au sud de Porto di Salo, de Moniga del Garda ou de Cavaion et Garda sur la rive orientale). Dès qu'ils se trouvent en contrebas d'une pente ou dans une zone de surcreusement (comme au sud de Sirmione), les apports de versants et le remblaiement lacustre post-würmien ont pu en atténuer la vigueur. Cela ne change rien à l'homogenéité de l'ensemble.

2) Les routes et les autoroutes pratiquent une remarquable série de coupes, notamment celle du Brenner en cours de construction. Elles montrent une uniformité du matériel, constitué dans une matrice argilo-sableuse abondante d'un grand nombre de cailloutis calcaires (entre 38 et 80 % selon que l'échantillon a été prélevé dans la partie superficielle altérée ou plus profondément) d'une dimension entre 5 -20 centimètres. Les gros blocs sans être rares, sont peu nombreux et ne constituent qu'une part réduite du stock.

3) L'altération de ces dépôts est identique sur tous ces arcs morainiques. Le sommet du vallum ne supporte qu'un sol brun, voire même souvent un simple ranker. Le ruissellement entraîne vers les talwegs grâce aux fortes pentes du vallum tous les éléments meubles : au pied de celui-ci se développe un sol de couleur jaune-rouge (5YR 4/6 - 4/8) peu épais (50 à 60 centimètres généralement, toujours moins d'un mètre). On le retrouve aussi bien en avant de la moraine la plus externe (à Solferino ou en avant de Lonato dans la plaine d'épandage) qu'au pied des cordons morainiques les plus internes (Da Zette) ou dans les fonds alluviaux (Crociale Manerba). D'une façon générale, il caractérise les bas de versants et les fonds d'alluvions qui leur font suite, où le matériel caillouteux a permis un drainage facile et une évolution avancée de la décalcification

superficielle. L'analyse chimique de ces sols (tableau n° I5, échantillons 2, 4, 5, 6 et 7) montre une remarquable identité de l'altération, pH neutre pour Da Zette, voisin de 8 Ailleurs; rapport Silice / Alumine entre 7,8 et II,6 ; pourcentages de Fe 2 O3 entre 2,25 et 4,9I ; pourcentages de calcium et de carbonates de chaux très variables selon la situation et la profondeur à laquelle a été pris l'échantillon, mais toujours supérieur à 2% ce qui les situe bien au dessus des dépôts rissiens dont le sol est totalement décaldifié. La détermination des argiles va dans le même sens, prouvant une évolution peu avancée : chlorite et illite, sauf Pastrenghe (Interstratifiés). Pourtant ces échantillons ont été relevés à des points très divers de l'amphithéâtre morainique : en avant du cordon extérieur (Pastrengo, à l'est, Cassaga à l'ouest) à l'intérieur (Calvacaselle) sur les bords des arcs internes (Da Zette et Crociale Manerba).

Le cas de Pastrengo mérite que l'on s'y arrête plus longuement car l'altération est développée dans un petit vallon sur la moraine la plus externe de la partie orientale. Il présente du haut vers le bas (tableau 5, figure I33) :

- un horizon A riche en matière organique de couleur brun jaune, épais de Om50 à Imètre, constitué par des apports de versant comportant des cailloutis calcaires emballés dans une matrice sablo-argileuse. Cette formation est peu altérée de pH légèrement basique (7,5) et riche en carbonates (I4,7%). C'est un sol peu évolué formé sur des apports de versant et recouvrant un sol plus évolué.

- un horizon BI de couleur rouge-jaunâtre (5YR 5/6), de 60 centimètres, décarbonaté (4% de CO3 Ca) mais enrichi en oxyde de fer (4,34%). L'analyse des argiles (Interstratifiés) prouve une évolution beaucoup plus avancée qu'en A (Vermullite).

-un horizon inférieur B2, de pH 8,3, avec concentration des carbonates (76,2 % de CO3 Ca) et un léger encroutement tandis que les oxydes de fer ont presque disparu (0,68% de Fe 2 03).

Les horizons B I et B 2 représentent une évolution poussée des sols tapissant les vallons et les bas de versants des moraines würmiennes, évolution sous un climat chaud à saison sèche et humide plus contrastée qu'aujourd'hui (période xerothermique post-würmienne ?) La forme de ce petit vallon dont le drainage est difficile a assuré une concentration des carbonates dans les bancs inférieurs. Bien que ces caractères se retrouvent sur les autres coupes, ils sont ici particulièrement accentués. A cette phase génératrice de sols plus rubéfiés qu'en Brianza, a succédé un climat plus humide avec un ruissellement assez actif et l'apparition d'un horizon brun. Sur les autres coupes, il est plus ou moins important selon l'abondance des débris : très net à Da Zette, mais inexistant dans les carrières de Crociale Manerba, au centre d'un vallon d'écoulement pro-glaciaire assez large.

Ces sols rouges marquent les zones bien drainées, mais ce n'est pas, et de loin, le cas général : de nombreuses zones marécageuses, ou asséchées portent des sols lourds tourbeux ou des sols humiques. Ce sont des phénomènes locaux. Avec les sols podzoliques des sommets et des versants des vallums morainiques ce sont trois types de sols qui se partagent en fonction des conditions topographiques le domaine des moraines würmiennes.

C'est aussi la dernière glaciation qui a formé la plus grande partie de l'amphithéâtre de Rivoli. Les mêmes observations peuvent y être faites, seul le cordon morainique le plus externe, plus bas et plus découpé que le vallum principal doit être classé dans le Riss. Les sols rouges- se retrouvent également sur les niveaux würmiens, partout où le drainage est facile, ce qui est le cas presque général dans ces terrasses caillouteuses à pente moyenne. Les plus belles coupes se trouvent dans les gravieres entre Somma Campagna et Villafranca di Verona. C'est le maximum würmien qui constitue le grand niveau fondamental de la plaine venant se raccorder au front morainique le plus externe et constituant à l'ouest le niveau de Bussolengo, cinquante mètres au dessus de l'Adige qui vient longer le bord de l'accumulation würmienne.

Depuis le retrait des glaciers würmiens, le creusement de la vallée facilité par la subsidence du delta padan, a été considérable sur la bordure préalpine. A Bussolengo, la haute terrasse würmienne domine trois autres terrasses (figure I34). Elle se poursuit vers l'aval par le niveau de Quinzano (80 mètres) sur la rive gauche du fleuve, se reliant lui-même aux cônes de déjection würmiens des torrents locaux, aujourd'hui très appauvris. Le gisement paléolithique de Quinzano (Zorri F. et Pasa A. 1944-45) confirme l'attribution au Würm de cette terrasse. Les carrières ont relevé sous des restes du Neolithique et de l'âge du bronze, un matériel du Paleolithique supérieur (Aurignacien et Mousterien moyen et supérieur) avec des restes de Bos Primigennis L., Capra Ibex L., Equus caballus, Rupicapra rupicapra L. Plus haut sur ce même versant, à la Cava Vecchia, sous un matériel détritique de versant, deux cavités remplies d'argiles ont fourni des restes plus anciens avec un biface acheuléen, des outils du Chelleen et du Mousterien ancien, des os de Cervus elaphus L., Elephas Trogontherii et Megaceros euryceros Ald. (Interglaciaire Riss-Würm ?). (I) Les versants du Monte Ongarina prouvent ainsi un déblaiement de la vallée avant la construction de la terrasse würmienne, et les apports de versant qui se raccordent à celle-ci. Elle établit l'âge Würmien de cette terrasse encore à 25 mètres au dessus de l'Adige à l'entrée nord de Verone, et montre qu'en aucun cas celle-ci et les moraines Sommacampagna, Pastrengo ne sauraient être rangées dans les dépôts de l'avant dernière glaciation.

De même, à l'extrémité occidentale de l'amphithéâtre morainique de Garde, il convient de revenir sur la datation rissienne de la terrasse de Nuvolera Treponti, sur la rive droite du Chiese. Il n'y a pas trois terrasses, mais un seul niveau, vingt mètres au dessus du fleuve à l'est de Cavalgese, puis s'abaissant rapidement pour passer au grand niveau de la plaine padane. La couleur rouge de ces alluvions a pu induire en erreur : elle ne prouve nullement un âge relativement ancien de la terrasse, mais elle provient des énormes apports de terra rossa par les eaux des versants calcaires extrêmement karstifiés du plateau de Serlé. Ces argiles de décalcification très abondantes au débouché des vallées, s'étalent sur

(I) Attribution chronologique d'après les travaux de F. Bourdier (1958).

la terrasse et se mêlent aux alluvions plus grossières du Chiese et de la diffluence du glacier de Garde par Salò jusqu'à Tormini. C'est un matériel lithochrome qui forme cette terrasse et ne doit pas être confondu avec une altération pédologique. Cette coloration rouge se retrouve dans toutes les excavations et loin vers l'aval quand la terrasse, sur la route Brescia - Lonato ne se trouve plus qu'à dix mètres au dessus du Chiese. Par sa situation au-dessus de la rivière, elle se raccorde à la basse terrasse, à matériel très frais du cours préalpin de la rivière (Sabbio Chiese - Vobarno, voir paragraphe précédent, figure I32).

Le glacier würmien a construit les grandes moraines continues entourant le lac de Garde. L'étude des dépôts, comme celle des altérations pédologiques a montré qu'il n'y avait pas lieu de les ranger dans le Riss, ni même d'attribuer à cette glaciation l'arc morainique le plus externe (Habbe K.A., I969), ni de restreindre les moraines würmiennes à l'arc le plus interne (S. Venzo, I957, I965). A côté de cette prédominance des accumulations würmiennes, les restes de moraines et de terrasses des glaciations antérieures n'ont qu'une place restreinte.

2°) Les dépôts du Riss et du Mindel ne constituent que les arcs les plus externes.

L'accumulation compacte et homogène du glacier würmien se distingue topographiquement des quelques arcs morainiques situés franchement à l'extérieur du bourrelet principal.

a) l'arc morainique Calvalgese - Ponte San Marco est rissien.

C'est l'arc morainique pré-würmien le plus continu. La datation des chercheurs italiens le rangeait dans le Mindel dont il ne présente aucun caractère spécifique. On a vu plus à l'ouest (Brianza) que les restes de cette glaciation ne formaient que des

collines médiocres et des terrasses recouvertes de loess würmiens. Ce n'est pas le cas de celui de Calvagèse - San Pietro qui au nord de cette localité constitue sur la rive droite de la rivière un talus surbaissé aux pentes molles entre le Chiese qui a taillé sa vallée dans les conglomérats inférieurs et la plaine fluvioglaciaire du maximum würmien à l'est. Par rapport à celle-ci, il forme une suite de basses croupes 25 à 30 mètres plus haut. Si le long du fleuve le talus est continu de Bedizzole à Cavalgese, vers l'intérieur ce ne sont que des dos de terrains les uns et les autres ceinturent le Monte San Martino et le Monte Covolo.

L'altération les distingue des moraines würmiennes mais aussi du "ferretto" classique de la Lombardie. La coupe du carrefour de Cavalgese montre que le vallum morainique rissien est tranché par l'érosion qui a accumulé sur les versants et dans les talwegs l'altération superficielle : de couleur brun sombre rouge (7. 5YR 4/4), elle est plus épaisse que les sols würmiens (3 à 4 m), se caractérise par une décarbonatation à peu près complète (0,31 % de CO 3 Ca) un rapport silice alumine plus faible (6,5) et un pourcentage plus élevé d'oxyde ferrique (5,29 %, cf Tableau 4).

La coupe la plus caractéristique a été donnée par des excavations pratiquées le long de la route Bedizzole - Padenghe, à la sortie de cette première localité. Elle montre sur le flanc de la moraine rissienne, du haut vers le bas, (figure I35 et photo I7) :

- I m à Im 20 de limons jaunâtres (loess würmiens) totalement décalcifiés.

- un banc de colluvions provenant du décapage par le ruissellement du sommet du vallum morainique et incorporant du matériel altéré et des éléments frais.

- le paleosol Riss - Würm, de couleur rouge - jaunâtre (5 YR 5/6) totalement décalcifié (pourcentage de CO 3 Ca : 0,5%). Il s'épaissit vers le bas du versant où il dépasse un mètre cinquante. A la différence du ferretto, tous les éléments ne sont pas pourris,

mais les grès et silex forment les plus forts pourcentages et les calcaires constituent I3,7 % du total, quoique très altérés.

- la moraine rissienne, argileuse et très riche en cailloutis calcaires.

La couverture de loess würmiens n'est pas continue, absente sur les sommets des moraines (Cavalgese) plus épaisse dans les vallons (Bedizzole) et sur les topographies planes. Le sol Riss - Würm fossilisé présente des caractères très différents des sols rouges post würmiens : altération plus profonde et plus avancée, décalcification totale. La pédogénèse a été plus longue et s'est effectuée sous un climat plus chaud et plus humide que l'actuel, ce qui est confirmé par les flores des gisements lacustres interglaciaires Riss-Würm, en particulier celui de Pianico.

b) La partie orientale de l'amphithéâtre de Garde.

Mais la couverture de loess et le sol pré-würmien n'ont pas toujours été conservés aussi bien qu'à Bedizzole. Le plus souvent ils ont été enlevés par l'érosion, partiellement ou totalement. C'est le cas des moraines rissiennes de la partie orientale de l'amphithéâtre gardésan. A cette glaciation, on peut attribuer les arcs morainiques discontinus en avant de l'amphithéâtre de l'Adige qui présentent vers le sommet du matériel morainique frais, mais au bas des versants un paléosol rouge épais, plus altéré que ceux du Würm comme le montrent les carrières et les excavations pratiquées le long de la route Caprino - Affi. Un échantillon relevé dans celui-ci (Ceredolo, tableau 4, n° 2) présente des caractères identiques à celui de Cavalgese. Pour les mêmes raisons, on rangera dans les dépôts rissiens les talus morainiques sur le flanc méridional du Monte Belpo entre Caprino Veronese et Pesina (considérés sans raison comme mindeliens par S. Venzo, I96I) et les petits arcs discontinus, les plus extérieurs de part et d'autre du Val dei Mulini. En dépit de patientes recherches, il a été impossible de retrouver les affleurements loessiques signalés par S. Venzo (I96I) et F. Mancini (I960)

aux abords du village de Pertica, ni la trace de sols ferretisés post-Mindeliens (S. Venzo, I96I) ou typiquement rissiens. Certes la terrasse würmienne d'Affi, entre les deux fronts morainiques de Garde et de Rivoli, doit sa coloration rougeâtre au sol des moraines rissiennes entrainées par le ruissellement, particulièrement de celles de Rivoli, mais il est étrange que le moindre lambeau n'en ait pas été conservé à Pertica comme sur le versant voisin. C'est pourquoi il convient d'attribuer celle-ci au Würm.

La grande extension de la dernière glaciation est démontrée également par la coupe du Torrion de Valsorda, longuement étudiée par S. Venzo (I96I), F. Mancini (I960) et K.A. Habbe (I969). Elle se trouve précisément Ikm 500 au sud de Pertica. Elle a été correctement décrite et interprétée par les deux premiers chercheurs, et l'on ne comprend pas pourquoi S. Venzo (I965) soit revenu sur ces données en rangeant dans le Riss la moraine supérieure (figure I36). Sous celle-ci coiffée par un mince sol brun, se trouve un banc de loess gris jaune, de structure prismatique et décalcifié (Anaglaciaire Würm selon les auteurs italiens) puis un paléosol brun - rougeâtre (7,5 YR 5/4) épais de 70 cms à I mètre, qui vu l'absence de cailloutis dans sa majeure partie, doit être considérée comme un limon rubéfié par la pédogénèse interglaciaire. L'analyse chimique (tableau n° 6, 5) montre qu'il se rapproche par ses caractères des sols de cette période. Le glacier würmien aurait recouvert cette formation sans la déranger, peut être parce que gelée et placée dans un creux entre des moraines déjà consolidées. La moraine supérieure comme les autres cordons appartient au Würm qui a accumulé ses débris en cordons autour du Monte Moscal.

La grande avancée du glacier würmien n'a laissé que peu de témoignages de la glaciation précédente, et les terrasses rissiennes ont disparu, à cause de la subsidence padane dans la partie méridionale, de l'ennoyage morainique et fluvioglaciaire würmien ailleurs. L'arc morainique de Cavalgese - Bedizzole - Ponte San Marco à l'ouest, s'effiloche vers le Sud et disparaît sous le niveau würmien de la moraine principale. Il n'y a pas de terrasse rissienne. Il en est de même dans la partie orientale où cependant, malgré le

creusement interglaciaire et le remblaiement würmien, sur les bords de l'Adige, la haute terrasse de l'Alto di Gaiun (8IIm) a été préservée bien que le ruissellement würmien abondant, puisque le glacier de l'Adige venu la recouvrir, en ait enlevé la partie meuble, son matériel caillouteux affleurant en surface offre une altération inconnue sur les niveaux plus bas : rubéfaction de la matrice argileuse ; cortex d'altération général sur les cailloutis; calcaires, schistes, marnes, micaschistes se débitent avec une grande facilité. C'est la partie la plus profonde du sol, la zone d'altération pédologique qui est restée en place : le type même d'un sol tronqué à sa partie inférieure.

L'ensemble de ces observations prouve qu'en dépit d'une extension plus importante du glacier, les formations morainiques et les terrasses rissiennes n'occupent qu'une place restreinte dans le paysage. Lorsqu'elles constituent des reliefs isolés, les remaniements wurmiens ont balayé l'altération pédologique, enfouie dans les vallons, colorant les terrasses; ils ont décapé sommets et versants faisant affleurer un matériel intact. Ceci rend la distinction difficile entre la part des deux dernières glaciations et peut être à la source de confusions. Mais l'aspect topographique, une couverture discontinue de loess jaunâtres et surtout l'analyse chimique des sols (même remaniés par les eaux) permettent d'avancer une distinction et de montrer l'évolution pédologique plus avancée des sols développés sur les formations du Riss.

c) La glaciation mindelienne.

Alors qu'en Brianza elle formait quelques dos morainiques et de vastes terrasses (altipiani, brughiere), ceux-ci sont inexistants en avant du lac de Garde. Les dépôts de cette glaciation sont dispersés : elle ne tient qu'une place très réduite dans le paysage actuel. Son intérêt n'en est pas négligeable pour autant, dans le cadre général de l'évolution morphologique du piedmont lombard.

D'abord les minces restes de "ferretto" trouvés à l'est de Caprino Veronese, vers Pazzon, dans les fondations d'une usine

en construction, ainsi qu'au nord de Gavardo, a Quarena, prouvent une extension du glacier mindelien jusqu'aux contreforts voisins des Préalpes, mais ils scellent aussi de grandes brèches monogéniques de calcaires locaux à gros éléments anguleux, accumulés pêle-mêle les uns sur les autres, sans matrice argilo-sableuse. Leur situation au pied des contreforts relevés de la Selvapiana et du Monte Belpo dont ils tapissent les flancs, leur cimentation en font les restes de grands éboulements pré-mindeliens (Villafranchien) contemporains du soulèvement du Monte San Bartolomeo et du jeu de la faille bordière de Garde, mais ils ne peuvent être considérés comme des dépôts morainiques anciens (Günz) ainsi que les désigne la nouvelle carte géologique de Peschiera levée par S. Venzo.

Si on laisse le Monte Serina, au nord de Cavalgese ou des dépôts ferretisés (tableau n° 3, échantillon 9) ont subsisté ; le glacier du Mindel s'est avancé jusqu'à Gavardo pénétrant dans la vallée à l'ouest du village. La coupe des carrières d'argiles n'est pas sans rappeler celle de Bagaggera en Brianza (chapitre 7). S. Venzo (1957) en avait établi la coupe quand elle était encore activement exploitée. Cependant on ne peut retrouver dans la partie la plus basse la moraine à cailloutis frais (Günz ?) qu'il avait signalée. Actuellement (figure 137) sous une couverture de loess jaunâtres (Würm) la moraine du Mindel entièrement "ferretisée" recouvre 10 m. d'argiles lacustres, reposant elles-mêmes au nord sur des limons très altérés et rubéfiés, sans élément allogène, et marquant une ancienne accumulation de terra rossa au pied du versant calcaire. Si la moraine du Günz reste problèmatique, la vallée existait avant le Mindel, plus creusée qu'actuellement, mais le barrage lacustre a pu être constitué aussi bien par le glacier mindelien, pendant un stade lors de son avancée que par les conglomérats pré-mindeliens qui forment le bord de le soubassement de la vallée du Chiese. La série des conglomérats villafranchiens de Calvagese (paragraphe B) surmontée par la moraine mindelienne prouve un creusement précoce de la vallée du Chiese au début du Quaternaire, remblayée par des apports détritiques.

Le glacier mindelien a donc largement dépassé la ligne des moraines rissiennes de Bedizzole-Ponte San Marco s'étendant

jusqu'aux bords de plateaux de Serlé, au moins vers Gavardo. Mais au sud, on n'en retrouve pas de dépôts caractéristiques : la subsidence padane les a enfoui sous les apports plus réeents. La colline de Ciliverghe et celle de Castenedelo, dix kilomètres à l'ouest-sud-ouest de Brescia ont une couverture d'apports fluvio-glaciaires à éléments de 50 - 60 centimètres, allongés et arrondis, ferretisés sur plus de 4 à 5 mètres, réduits à l'état de fantômes(1). Le sommet de l'altération est tronqué par l'érosion, recouvert de limons rubéfiés (Riss) et de loess wurmiens jaunâtres comblant les inégalités du relief. Le dépôt mindelien n'a été préservé que par un rejeu anticlinal du tréfonds de la plaine padane, mais la déformation est localisée (cf. chapitre 6, V).

Plus encore que pour le Riss, la disparition des moraines et des terrasses est due à la subsidence continue et forte, affectant le prolongement méridional du lac de Garde, pendant tout le Quaternaire, en fonction de la fosse de Mantoue où il y a 2000 mètres de Quaternaire (figure 42). Mais celle-ci intéresse le piedmont gardesan où vers Solferino, la base du Quaternaire marin serait à plus de 500 mètres au dessous du niveau actuel de la mer. Plus encore que pour le lac d'Iseo, elle explique que la dernière glaciation constitue l'essentiel des accumulations morainiques visibles et la quasitotalité des terrasses. Cela est vrai pour la région méridionale avant tout, mais sur les bords orientaux les plus internes, à proximité des Préalpes, les dépôts des glaciations antérieures sont plus nombreux tandis que certaines coupes et des sondages permettent de confirmer le refroidissement et l'avancée des glaciers alpins avant le Mindel.

B - Le Quaternaire ancien : preuves et limites des glaciations pré Mindeliennes.

Les moraines des deux dernières glaciations comme les dépôts fluvioglaciaires mindeliens de Ciliverghe reposent sur une série conglomératique revélée par des coupes de long du Chiese ou

(1) photo I8, Planche X.

sur les bords du lac, mais également par les nombreux forages. Sa position est tout à fait comparable au "ceppo" villafranchien de la Brianza, de la vallée du Serio ou du lac d'Iseo en aval de Sarnico. Cependant la subsidence l'a fait disparaître très rapidement vers le Sud tandis qu'au centre du lac et de l'amphithéâtre gardesan le surcreusement glaciaire plus efficace dans l'axe d'écoulement du glacier l'a enlevé. C'est donc sur les bords de l'amphithéâtre qu'elle est préservée et qu'il est possible de rechercher les traces de l'évolution post-pliocène du fossé gardesan. Mais à l'ouest et à l'est, des coupes très différentes méritent une analyse critique séparée avant d'en venir à des conclusions d'ensemble.

1° - Le Val dei Mulini et ses prolongements.

Sur la rive orientale, à l'est de Garda, la coupe du Val dei Mulini, décrite et analysée par S. Venzo (1961) montre sous les moraines récentes, le conglomérat composé de trois moraines de fond très argileuses séparées par des bancs de cailloutis lités et bien cimentés (figure 138 et photo 15).

Le problème n'est pas de revenir sur une stratigraphie évidente, mais d'essayer de préciser l'âge du dépôt et les conditions morphologiques de sa formation. Le gros cordon morainique est incontestablement würmien (Monte Carpene 291 m) tandis que le cordon morainique externe, peu élevé et de faible longueur est rissien. Malgré les indications de S. Venzo (1961), il n'est pas possible d'observer la moindre trace d'un sol évolué. Par contre au Monte Carpene, la moraine externe rissienne, délavée dans sa partie supérieure, est tapissée sur son versant externe d'un abondant sol rouge argileux, recouvert de quelques placages de loess würmiens. Celui-ci ne présente pas les caractères d'un "ferretto" et nous n'avons pu observer son passage sous la moraine rissienne. Le sol Riss-Würm, riche en fragments de silex et de radiolarites presque intacts, a glissé sur le versant. Cependant ces réserves faites, le conglomérat sous jacent apparaît comme karstifié dans sa partie supérieure et rongé par la dissolution, avec un véritable front

d'altération pédologique. Les cailloutis y sont pourris. Une analyse chimique d'un échantillon pris dans cette terre rouge sur le conglomérat (tableau 3, échantillon 8) a montré tous les caractères du ferretto. Le sol post-mindelien, établi sur les conglomérats, a été tronqué près de sa base par le passage du glacier rissien, et postérieurement la solifluxion würmienne a étalé l'altération pédologique Riss-Würm.

Les trois moraines recouvertes chacune par des formations torrentielles cimentées sont antérieures à l'interglaciaire Mindel-Riss sans qu'il soit possible de leur attribuer un âge plus précis. Aucune altération n'a été conservée entre ces formations, si bien qu'il est possible de les classer soit entièrement dans le Mindel (dont il faudrait envisager au moins trois phases) soit attribuer les formations inférieures au Günz, ce qui paraît vraisemblable dans le cadre de notre connaissance des Préalpes.

La cimentation est due au torrent Tesina, descendu des bords du Monte Belpo. Si actuellement il creuse une gorge pour rejoindre le lac de Garde, lors des premières avancées glaciaires (Günz, Mindel) la rivière a remblayé avec les dépôts caillouteux du front morainique, le dépôt de moraine de fond, immédiatement après le recul du glacier. Le pendage vers le Sud des bancs de conglomérat en est la preuve. Le cours de celle-ci était donc établi de longue date en fonction d'une zone basse située plus à l'ouest (synclinal gardesan dont le Monte Moscal n'est plus qu'un vestige ?). Le surcreusement du lac a provoqué, en même temps que l'épaississement de la série, un creusement vertical des eaux, à l'origine de la vallée actuelle. Celui-ci a pris place dès le Riss pour le moins puisque la moraine est préservée, peut être dès l'interglaciaire Mindel-Riss.

Comme à la différence de la Brianza et de l'Adda, les conglomérats englobent la glaciation du Mindel en l'absence de formation typiquement morainique de cet âge sur ceux-ci. Mais c'est un phénomène local, car 1km 500 au sud, le puits du Cimetière allemand Costermano (S. Venzo, 1961, p. 18) montre une série de conglomérat

à moins de 50 mètres de profondeur, sous des dépôts lacustres et caillouteux (Riss et Würm ?). Le conglomérat ne présente pas une différenciation telle que l'on puisse envisager plusieurs épisodes glaciaires.

L'intérêt de la série du Val dei Molini est de montrer au moins trois phases glaciaires avant le Mindel - Riss, mais aussi de mettre en évidence par la proximité du puits de Costermano le passage rapide des dépôts morainiques au ceppo de la plaine.

2° - La rive occidentale du lac : datation et signification des dépôts cimentés de la baie de Salò et du Cours du Chiese.

Sur la rive occidentale du lac, on retrouve des conglomérats recouverts par les moraines würmiennes et rissiennes autour de la baie de Salo et le long de la vallée du Chiese. Mais les rapports stratigraphiques entre les uns et les autres sont difficiles à établir, d'autant qu'il n'apparaît pas facile d'en établir avec sûreté la datation.

a) La baie de Salò.

Le promontoire de calcaires Aquitaniens de la Rocca di Manerba divisait le glacier au moment de ses avancées et de son recul en deux bras dont l'un empruntait le bassin de Salò, d'origine tectonique au pied du San Bartolemeo. La dépression lacustre de Salò existait dès le Quaternaire ancien comme le montrent les dépôts consolidés de la vallée de Barbarano et de San Rocco - Porto Portese.

La vallée du Barbarano taillant l'escarpement occidental du lac, est bourrée d'une épaisse couche de moraine de fond, surmontée d'une quarantaine de mètres de conglomérats très consolidés. Malgré de patientes recherches, les restes de "ferretto" signalées par S. Venzo sur ceux-ci n'ont pu être retrouvés sur les versants latéraux couverts de moraine würmienne, très calcaire et sur laquelle la décalcification a donné des sols bruns rouges. La forte cimentation évoque la série du Val dei Mulini et le ceppo des plaines et des vallées

bergamasques, et il y a lieu de considérer cette formation comme les restes d'une glaciation ancienne, sans qu'il soit possible de la préciser. La forte entaille de la rivière existait alors, résultat du soulèvement tectonique le long de la faille bordière du lac dont l'âge est antérieur aux premières arrivées des glaciers sur le piedmont.

Le creusement de la baie de Salò est scellé par les grands dépôts de conglomérats formant une barge élevée entre le cimetière de San Rocco et la Punta del Corno. La série a été décrite de façon détaillée par S. Venzo (1957). La figure 139 en donne une coupe synthétique car les affleurements parsèment la rive du lac sur trois kilomètres !. Le trait d'union en est l'épaisse série d'argiles lacustres que l'on retrouve aussi bien à proximité du cimetière de San Rocco que dans le soubassement du village touristique de Porto Portese, à une quinzaine de mètres au dessus du rivage. Dans celles-ci, Corti (1895, cité par S. Venzo 1957 p. 90 et suivantes) avait relevé quatorze espèces de diatomées (dont six d'eau nivale, et six alpines) tandis que S. Venzo et F. Lona (1957) ont identifié des pollens de Pinus, Abies, Conifera arcaica et de graminées. Il est bien évident que la série conglomératique affleurant immédiatement à l'est de la carrière dite des Frères Tosi, ou 2e carrière (Cava II[a] de S. Venzo) est discordante sur les argiles à diatomées. Mais cela ne prouve nullement qu'elle soit immédiatement postérieure à la série conglomératique de base et aux argiles à diatomées de Porto Portese. Elle est beaucoup moins consolidée d'une part, mais aussi il n'est pas possible d'identifier le "ferretto" de l'interglaciaire Mindel - Riss signalé par S. Venzo (1957) au sommet de la deuxième carrière. On n'y trouve qu'un sol de rendzinc épais de quelques décimètres. Les nouvelles routes qui escaladent ce versant ne découvrent nulle part les larges affleurements de ferretto cartographiés par cet auteur, mais partout de la moraine würmienne tapisse abondamment ce versant. Sur le replat de Cisano-Portese le ferretto est également absent. C'est qu'entre Cisano et Portese, que dans les fondations des villas proches d'un nouvel immeuble (maison de repos) nous avons pu observer un sol rubéfié, mais extrêmement remanié par les travaux. Il ne présentait pas la forte altération des cailloutis, caractéristique de l'interglaciaire Mindel - Riss, et l'analyse chimique a révélé des caractères voisins

de ceux du dernier interglaciaire (tableau 4, échantillon n° 6, Porto Salo). On aurait localement un dépôt morainique rissien surmonté par les moraines würmiennes formant les dos de terrain.

De ces observations, on est amené à interpréter avec moins de précisions la série de San Rocco - Punta del Corno :

- les conglomérats, la moraine et les argiles a diatomées de la Punta del Corno - Porto Portese représentent sans doute les dépôts d'une ancienne phase glaciaire (Günz ?) suivi d'un lac de retrait à l'emplacement de l'actuel golfe de Salò. Un mouvement tectonique postérieur à basculé l'ensemble de l'est vers l'ouest, donnant l'inclinaison actuelle des bancs détritiques et argileux. Puis l'érosion a tronqué la partie supérieure de l'accumulation.

- Postérieurement, une nouvelle avancée du glacier (Mindel ?) a comblé en discordance la partie occidentale de la baie (coupe à l'est du cimetière de San Rocco et Carrière II^{a} de Venzo).

- enfin le glacier du Riss aurait laissé quelques placages morainiques dans cette zone déjà remblayée, prouvés par le sol rubéfié du lotissement à l'est de Portese, mais surtout la dernière glaciation a accumulé sur les versants et le plateau de Portese - Cisano de larges cordons morainiques masquant le sous sol.

En dépit de ces incertitudes, les coupes de la baie de Salò apportent la preuve, conjointement avec celles du Val dei Mulini, de la vallée du Barbarano, d'une avancée ancienne des glaciers alpins (Günz ?), d'une permanence des accumulations détritiques sur la bordure préalpine et de rejeux tectoniques quaternaires (Punta del Corno) responsables du relief saillant de celle-ci. La dépression du Golfe de Salò existait au début du Quaternaire, et comme le lac de Garde voisin est d'origine tectonique. Les dépôts se sont maintenus parce qu'ils étaient à l'écart du courant de glace empruntant la baie, appuyés sur les flancs de l'anticlinal de calcaires et de grès oligocènes de Manerba. Leur consolidation a permis aux glaciers würmien

et rissiende les trancher sur leur bordure et de les déborder pour accumuler au dessus leurs cordons morainiques.

b) La rive orientale du Chiese (figure I40).

Entre Longavina et Cantrina, le Chiese est bordé sur sa rive gauche par un talus escarpé dominant d'une cinquantaine de mètres le fond alluvial vers Ponte Clesi. Celui-ci est constitué d'une série de terrains détritiques dans lesquels s'intercalent des couches d'argiles et un sol rubéfié, mon trant une très forte altération du matériel, identifié comme du ferretto Günz - Mindel par S. Venzo (I965). Toutefois, il est impossible depuis la construction de murs de soutènement, d'observer en totalité la coupe fournie par la construction de la route Ponte Olisi - Civalgese. Il n'y a pas lieu de revenir sur la totalité de la coupe établie à ce point par S. Venzo sinon du point de vue chronologique, Deux remarques s'imposent :

- L'attribution de la moraine de Cavalgese -

Bedizzole à la glaciation rissienne (cf. supra, paragraphe II) replace le "ferretto" sous jacent dans l'interglaciaire Mindel - Riss. Les argiles a diatomées froides qui le surmontent, ne présentent pas d'altération pédologique : elles doivent être considérées comme un dépôt lacustre pendant la période d'avancée du glacier rissien, le barrage extérieur étant constitué par un cordon morainique du Mindel aujourd'hui enlevé par l'érosion et une poussée postérieure du glacier rissien.

- Il y a lieu de distinguer la moraine mindelienne, altérée en "ferretto" et comprenant de gros blocs de roches métamorphiques (gneiss à muscovite du Haut Adige, cf. photos 2 et 3, tableau II de S. Venzo, I965, la coupe ne pouvant plus être observée) de la partie inférieure à très gros blocs de calcaires. Ceux-ci se retrouvent à la base de la colline de Ciliverghe (M. Capponi, I968), avec des blocs atteignant I mètre dans leur plus grande dimension ; ils forment une brèche grossière, très cimentée, située sous une formation alluviale (avec calcaires noirs, grès rouges du Val Sabbia, porphyres et tonalites)

entamée par l'altération Mindel - Riss qui a pénétré tout le dépôt fluvio-glaciaire mindelien formant le sommet de la colline (exploité par les carrières de l'Italcementi). Il convient de rapprocher les deux horizons à gros blocs calcaires de Cavalgese et de Ciliverghe, et de les distinguer de la moraine mindelienne contrairement, à l'opinion de S. Venzo (1965) qui voit une seule et même formation morainique classée Günz III. Enfin la détermination de glaciations Günz II, et Günz I faite par cet auteur qui voit des dépôts morainiques dans les cailloutis à éléments très divers révélés par les sondages de la vallée du Chiese, apparaît aventureuse. En aval la série marine de Ciliverghe-Castenedolo, sous le banc à gros blocs de calcaires, n'enregistre aucun dépôt grossier, ce qui cependant n'aurait pas manqué de se représenter si ces glaciers étaient venus aussi loin. Les refroidissements du climat pendant le villafranchien, s'ils apparaissent dans la courbe climatique de Leffe, ne prouvent aucunement une descente des glaciers sur la plaine lombarde.

La série quaternaire du belvédère de Calvagese complétée par les forages de la plaine du Chiese, et la coupe de Ciliverghe permet d'apporter les conclusions suivantes sur l'évolution du piedmont de Garde dans sa partie occidentale :

- deux grandes avancées glaciaires (Mindel et Riss) ont débordé sur la plaine padane. A Cavalgese, leurs dépôts sont superposés mais le glacier mindelien est allé jusqu'à proximité de la colline de Ciliverghe.

- les conglomérats alluviaux à éléments du haut Adige et du Val Sabbia montrent qu'avant le Mindel (ou pendant la phase dite Anaglaciaire Mindel) le drainage se faisait vers l'emplacement actuel du Chiese.

- le banc à gros éléments calcaires, anguleux, de Cavalgese et de la base de la colline de Ciliverghe ne peut être interprété comme une moraine, vu l'homogénéité du matériel et l'absence d'apports plus importants. L'exemple des "marocche" de la vallée du Sarca en amont de Riva del Garde incite à le considérer comme le résultat de vastes éboulements provenant du jeu de la faille bordière du plateau de Serlé et

du San Bartolomeo de Salò dont les débris ont été étalés par les eaux, à proximité immédiate, sans qu'il y ait eu une usure avancée du matériel. Cette phase tectonique fini-villafranchienne s'accorde avec les données générales de l'évolution du relief et la permanence de mouvements tectoniques pendant le Quaternaire ancien.

- Les forages de la vallée du Chiese vers Cavalgese et Moscasina montrent par l'interpénétration de conglomérats et de dépôts lacustres la présence de fortes périodes d'érosion (avec sans doute avancée des glaciers) dans les Préalpes pendant le Quaternaire ancien : les dépôts venant s'imbriquer dans ceux d'eaux plus calmes de la plaine. Bien qu'il soit difficile de raccorder les apports franchement glaciaires prouvés par les coupes de Porto di Salò, vallée du Barbarano, Val dei Mulini, on peut néanmoins aboutir à des conclusions qui rejoignent celles tirées de l'étude des Préalpes bergamasques. Les glaciers du Günz avec plusieurs pulsations se sont avancés jusque vers la bordure préalpine et la rive méridionale des lacs actuels.

CONCLUSION

Comme dans l'ensemble des Préalpes, les moraines würmiennes constituent un ensemble homogène formant la plus grande partie des accumulations. Plus qu'ailleurs la subsidence de la plaine padane, plus accentuée et plus proche de la bordure préalpine leur donne un rôle primordial dans le relief du piedmont préalpin. Cependant la portée de l'étude des vallées et de la bordure dépasse le cadre restreint pour aboutir à des vues intéressant l'ensemble du domaine alpin au sud des Alpes. Par rapport aux deux autres lacs préalpins déjà étudiés, celui de Garde et de son avant pays se distinguent :

I°) par l'existence d'importants mouvements tectoniques villafranchiens et récents, dénivellant les dépôts pontiens et pliocènes, expliquant les récents éboulements de la vallée du Sarca, et ceux plus anciens de la bordure préalpine (horizons à gros blocs calcaires le long du Chiese). Aux déformations d'ensemble du relief de la Brianza fait place une tectonique cassante qui ne se retrouve nulle part ailleurs

sur la bordure padane. Elle offre l'exemple de ce qu'ont pu être les phases tectoniques et le refroidissement villafranchien.

2°) Celui-ci est prouvé de façon indubitable par la série du Val dei Mulini, mais aussi celle de Porto di Salò et de la vallée du Barbarano. Trois avancées de glaciers pour le moins ont précédé la phase mindelienne. Nulle part dans les Préalpes leurs accumulations ne sont aussi remarquables. Mais il ne semble pas, par la position actuelle des dépôts, comme par la stratigraphie des puits de plaine qu'elles aient de beaucoup dépassé la limite méridionale du lac actuel. Ces conclusions rejoignent celles de toutes les autres vallées préalpines, quant à une étendue limitée des glaciers au Villafranchien.

3°) Les glaciers ont emprunté un bassin ancien remodelé par la tectonique post pliocène en une vaste dépression longitudinale, facilement surcreusée. Moins que d'un talweg ancien, profond, mais sinueux, ils ont bénéficié d'un tracé rectiligne donnant lors de la phase d'avancée, la possibilité d'un déblaiement actif dans une zone structurale propice au creusement. Il convient cependant de réduire l'extension des glaciers quaternaires, trop largement avancée par certains de nos confrères italiens, en particulier dans la vallée du Chiese. La dernière glaciation donne partout l'essentiel des reliefs d'accumulation et ses traces sont présentes dans toutes les vallées, son empreinte est visible sur les reliefs non englacés par les formes élaborées sous climat froid.

Le plus vaste des lacs préalpins offre de façon grandiose les plus beaux témoignages permettant de reconstituer l'évolution morphologique des Préalpes lombardes depuis le Pliocène.

CONCLUSION GENERALE

Du lac de Lugano à celui de Garde l'étude régionale a montré la diversité des paysages et des problèmes morphologiques. Mais cet ensemble forme un tout original, incorporant un socle cristallin et métamorphique très développé et élevé, partie intégrante de la zone préalpine, la masse intrusive de l'Adamello et une large couverture sédimentaire. Ces caractères expliquent une évolution paléogéographique individualisée, des types de reliefs diversifiés et originaux, l'existence de glaciers actuels et quaternaires importants renforcés dans les grandes vallées par les apports de la partie centrale de la chaîne alpine. Mais le relief des Préalpes lombardes est essentiellement structural.

D'abord dans son organisation générale : les Alpes orobiques et l'Adamello où la surrection a été la plus puissante constituent les massifs les plus élevés, l'échine dorsale de ce relief préalpin, tandis que les Préalpes sédimentaires moins relevées, forment le plus souvent des massifs élevés et individualisés lorsqu'elles sont constituées de masses charriées provenant du glissement de la couverture sédimentaire du socle orobique.

Le rôle prédominant de la structure explique également l'existence des principaux axes du réseau hydrographique :

- La Valteline et ses prolongements suivent la ligne insubrique ou du Tonale.

- Le lac de Garde, celui d'Idro, le Val Camonica, le bras oriental du lac de Come, le lac de Lugano sont inscrits le long de grandes cassures méridiennes.

Dans les Préalpes sédimentaires, l'érosion a largement déblayé les assises sédimentaires de marnes et de schistes mettant en valeur des crêts, des barres, des escarpements de calcaires, de grés. Leur limite méridionale nette et continue suit la flexure padane.

Enfin les dislocations jouent un rôle essentiel dans l'explication de la localisation du réseau hydrographique secondaire, dans le modelé de détail du relief montagneux.

Les aplanissements ne sont pas absents mais n'ont, dans les paysages actuels, contrairement aux vues de nos collègues italiens (G. Nangeroni, S. Venzo...), qu'une place très secondaire.

A l'extrémité occidentale des Alpes orobiques, les surfaces des Monts Muggio et Bregagno, très limitées, sont des aplanissements post-hercyniens exhumés par le déblaiement de leur couverture permienne, après glissement vers le Sud de la couverture mesozoique. Dans les Préalpes de Come, la surface du Generoso est un cas exceptionnel, remarquable par sa continuité. Elle a été réalisée au Miocène moyen avant le soulèvement général de l'ensemble des Préalpes de Come. Sur les rives du bras de Come, des topographies séniles se remarquent sur les sommets dominants la rive ouest. Des traces d'aplanissements se retrouvent sur la bordure préalpine mais limitées à des échines, en particulier entre Bergame et Brescia.

Ces formes sont limitées à la bordure par suite

a) d'un relèvement d'ensemble de la montagne au nord de la flexure padane, relèvement relativement récent qui s'est accompagné de déformations, mais pas toujours de fortes dislocations.

b) parce que ces zones trop basses n'ont pas abrité de glaciers quaternaires et sont à l'écart des grands glaciers alpins.

c) parce qu'elles sont façonnées dans d'épaisses séries de calcaires très homogènes, leur assurant avec leur situation, une certaine immunité.

Une phase d'aplanissement du relief explique les reliefs de la bordure préalpine,

le glissement des masses charriées vers le Sud,

l'inadaptation à la structure du réseau hydrographique de nombreuses rivières préalpines dans leur cours aval : Brembo, Serio, Breggia, Mella, Chiese.

Dans la moyenne et haute montagne, la puissance du soulèvement fini miocène et villafranchien, la permanence des mouvements tectoniques, le travail de l'érosion, en particulier des glaciers quaternaires, expliquent la disparition de toute trace d'aplanissement.

Il n'y a pas dans les Préalpes Lombardes de surface d'aplanissement général, ni de traces probantes de niveaux d'érosion dans les vallées préalpines.

I - Les types de relief dans les Préalpes lombardes.

On peut distinguer les grands paysages morphologiques suivants :

I°) Une haute montagne alpine, d'une constitution lithologique homogène, encore largement occupée par les glaciers, où le relief est organisé en fonction d'un soulèvement en bloc d'où un réseau hydrographique rayonnant, s'adaptant fréquemment à des lignes de lignes de dislocation.

L'Adamello est la seule région de haute montagne alpine au sens de G. Galibert (L965). L'intrusion dioritique donne un relief en coupole surbaissée, au réseau hydrographique rayonnant. La résistance des diorites et granodiorites explique la hardiesse des formes au-dessus des bas de versants dans les schistes du socle ou les assises du Trias. Les formes glaciaires sont remarquables par leur netteté : cirques bien dessinés, vallées calibrées et continues dues à l'homogénéité du matériau. L'érosion différentielle n'est apparente que sur les bordures ou bien là où un assez dense réseau de diaclases et de fractures a favorisé l'inscription glaciaire.

2°) La haute montagne dans le socle hercynien et sa couverture permienne présente des aspects divers en fonction du relèvement tectonique :

a) des massifs (Val Trompia, Bergagno, Muggio....) aux formes lourdes (aplanissements post-hercyniens) aux sommets aplanis où sont médiocrement découpés des cirques glaciaires. Les altitudes ne dépassent que de peu les 2000 mètres. Le relèvement les a portés en altitude en les soulevant en horsts, sans déformation tangentielle importante.

b) La haute montagne orobique où la surrection plus puissante s'est traduite par des failles inverses, des déversements et des chevauchements limités, résultant d'une poussée vers le Sud. C'est une montagne dissymétrique où la ligne de crête domine un versant méridional court, abrupt et hétérogène par sa constitution lithologique et un flanc Nord, long, développé dans les schistes et gneiss du socle. Le modelé glaciaire offre la même opposition entre cirques et vallées bien dessinés au nord, des cirques accidentés, parfois en escaliers, des vallées glaciaires coupées de barres au sud. Vallées et lignes de crête s'organisent en fonction de grandes dislocations Ouest-Est et du travail de l'érosion différencielle, parfois assez avancé, dégageant des fronts de chevauchements, des crêts et des barres de porphyres et de conglomérats dominants des bassins courts et accidentés, déblayés dans les schistes noirs du Permien ou les schistes métamorphiques du socle. Le chevauchement orobique a constitué la ligne originelle de partage des eaux entre Valteline et versant méridional, d'autant qu'elle délimitait vers le Sud le bloc du socle le plus soulevé, mais l'érosion différencielle a fréquemment déplacé cette ligne vers le Sud (Haut Val du Bitto di Gerola) où des grès et conglomérats permiens très résistants constituent la ligne de crêtes; Par son altitude dépassant à peine 3000 mètres, en dépit de précipitations abondantes, les glaciers sont réduits et peu nombreux, mais l'empreinte glaciaire est fraîche et bien marquée. Localement, en fonction des conditions lithologiques et structurales, la gélifraction a été et reste active, mais dans l'ensemble son action apparaît comme limitée.

c) En avant des Alpes Orobiques, auxquels ils sont accolés existent de lourds bombements de grés permiens ("verrucano lombardo"). Leur dureté n'a pas permis une forte inscription des glaciers locaux d'autant que les altitudes ne dépassent guère les 2000 mètres : le relief y est accidenté, dégagé seulement le long des fractures, les vallées encaissées sont bordées de replats structuraux (versant Nord et Est du massif du Val Trompia, bombement Cabianca - Trabuchello).

3°) La moyenne montagne lombarde présente des paysages très divers.

a) de hauts bastions de calcaires triasiques autochtones, soulevés et fracturés, burinés près des sommets par les glaciers locaux qui ont façonné des formes de creusement assez modestes, vu leur altitude (1500 - 2000 mètres), et la faible étendue des bassins versants, formes oblitérées parfois par la cryoclastie quand les conditions s'y prêtent ou retouchées par la dissolution karstique. Ce sont l'Ortighera, le Pegherolo - Monte Secco, le Mont Alban.

b) des massifs de calcaires et de dolomies allohhtones, correspondant à des masses charriées, sont plus élevés et plus individualisés que les précédents. Leur réseau hydrographique rayonnant a été amenagé par les glaciers quaternaires: Camino, Concarena, Grigne Presolana. D'autres plus méridionaux et plus allongés sont aussi moins élevés et plus massifs (Resegone, Due Mani...) sont découpés par la gélifraction selon des lignes de fractures multiples et de faible rejet, et montrent une crête sommitale en "dents de scie". Comme pour les massifs autochtones, les zones dolomitiques présentent un paysage de tours, clochetons lorsqu'un réseau très dense de diaclases et des pentes fortes ont favorisé la désagrégation et la dissolution. Les formes glacio-karstiques (dolines de névés, cuvettes glacio-karstiques) sont parfois remarquables (Presolana Ferrante) mais le plus souvent dominent les formes de dissolution superficielle (lapiez, dolines) post-glaciaires. Les champs de dolines s'organisent le long des lignes de fractures, et elles prennent parfois une taille exceptionnelle (Grigne). Le karst souterrain est encore presque totalement inconnu. Localement au moins (Presolana) il a été obturé par des conglomérats avant d'avoir été recreusé plus récemment.

c) la moyenne montagne essentiellement constituée de terrains autochtones du Trias, secondairement du Lias et du Jurassique est affectée de plis à large rayon, des cassures nombreuses mais de rejet souvent médiocre. Une série stratigraphique faiblement différenciée, avec de grandes épaisseurs de calcaires, de dolomies, de calcaires marneux, rend compte d'une certaine monotonie du relief, de la médiocre mise en valeur des reliefs structuraux. Une tectonique plus récente et plus vigoureuse dans la partie orientale (Préalpes de Garde) fait apparaître les synclinaux perchés et chevauchants

de la région Vies - Trat, les anticlinaux en horsts et les synclinaux en grabens du Nord de Riva.

3°) La bordure préalpine présente une grande diversité de paysages morphologiques et le contact plaine montagne est franc par suite de la flexure bordière (dite padane) qui a rejoué à plusieurs reprises. On peut distinguer :

a) des topographies séniles (ouest, Sud Ouest du Triangolo Lariano entre les deux bras méridionaux du lac de Come), des traces d'aplanissement tranchant une structure plissée (Generoso). Elles ont été portées en altitude par un soulèvement général lié au jeu fini-miocène de la flexure padane.

b) Des reliefs plissés aplanis et rajeunis mais où toute trace d'aplanissement a disparu :

- soit qu'au Miocène Supérieur et au Pliocène, un rejeu des axes tectoniques, des cassures, aient accompagné le soulèvement d'ensemble suivi d'une reprise d'érosion : c'est l'Est-Sud du Triangolo Lariano où des anticlinaux déversés et fracturés de dolomie principale forment des monts étroits et courts enserrant des synclinaux perchés et dissymétriques, dont l'altitude dépasse à peine celle des monts, aux crêts découpés par des fractures transversales. C'est un relief plissé inverse résultant de deux phases tectoniques (Oligocène - Miocène Inférieur, puis fini Miocène) entre lesquelles se place une phase d'érosion. C'est un relief plissé inversé rajeuni (figure 62).

- soit que le soulèvement fini Miocène, important et inégal, aitfait rejouer des axes tectoniques différents de ceux de la première phase tectonique : d'où des crêts aux sommets d'axes anticlinaux (Albenza) dominant des zones de bombements plus anciens évidées par la phase d'érosion intermédiaire (Val Brembilla au nord de l'Albenza, figure 79). Les crêts peuvent être perchés sur les anticlinaux de la seconde phase tectonique (Mt Tesoro).

- soit que le relief plissé et aplani ait été à nouveau déformé, mais inégalement, avec un faible relèvement d'ensemble et un rejeu de certains axes. L'érosion différentielle a mis en valeur les

bancs de roches dures, excavé les bandes de schistes : c'est un pseudo-relief appalachien que l'on trouve en Brianza orientale comme le montre la coupe de la Superstrada Valsàssina (de Monza à Lecco) mais il est oblitéré, fossilisé en grande partie par les accumulations glaciaires et fluvioglaciaires du piedmont.

c) des fronts de chevauchement dominants des restes d'un aplanissement déformé et porté en altitude mais extrêmement découpé, disséqué par les nombreuses rivières de la bordure dont le niveau de base padan est très proche (figure 8I, 82, 83).

L'inadaptation des principales rivières dans leur cours préalpin aval (Breggia, Lambro, Brembo, Serio, Serio, Cherio, Mella, Chiese) résulte d'une antécédance à la suite du soulèvement fini-miocène de l'ensemble des Préalpes et de la bordure.

Malgré tout les traces d'aplanissement (les surfaces d'érosion) qu'ont vue trop volontiers nos collègues italiens, tiennent une place très limitée dans les paysages actuels, par suite de la puissance des mouvements tectoniques depuis la fin du Miocène moyen (auquel on peut rapporter cet aplanissement du relief) et du travail considérable de l'érosion pliocène et quaternaire.

II - L'évolution générale des Préalpes lombardes et de leurs bordures apparaît comme particulièrement intéressante à la fois dans leur cadre local et dans celui plus vaste de l'ensemble alpin.

Elle fait d'abord ressortir la permanence et l'ancienneté de certaines zones stables comme la plate forme de Lugano ou celle de Trentin. La sédimentation y a été différente. Les mouvements tectoniques liés à l'orogénèse tertiaire se sont traduits essentiellement par des cassures et des plis lourds, sans affecter la forme de vastes charriages. Ceux-ci sont localisés dans la zone du "sillon" lombard qui a été affecté d'une certaine instabilité en fonction des accidents les plus anciens du substratum dont la permanence doit être soulignée.

Dans cet ensemble assez vaste et varié, nous nous sommes efforcés de montrer la complexité de la mise en place de la montagne.

Une première phase orogénique à la fin du Crétacé est prouvée par les dépôts de conglomérats santoniens de Bergame.

Elle est marquée par un fort soulèvement de la partie septentrionale du massif, la mise en place de la ligne insubrique, la fixation définitive de la flexure padane et l'individualisation de la bordure padane comme zone de subsidence et d'accumulation au pied de la montagne. Les apports de conglomérats prouvent l'existence d'un relief déjà élevé, d'une érosion forte. Elle a permis le dégagement précoce d'une partie de la couverture sédimentaire de la partie septentrionale des Préalpes lombardes.

Le relief est dû essentiellement à l'orogénèse tertiaire. La phase oligocène et le dépôt de la gonfolite de Come montrent la surrection des grands massifs alpins au nord de la Valteline et la mise en place des batholites de la moyenne vallée de l'Adda et de l'Adamello, le long de la grande cassure insubrique, individualisant définitivement le domaine préalpin et orientant le drainage par cette vallée vers Come. Elle se répercute dans les Préalpes par une série de plis de couverture et de chevauchements limités : chevauchement du Generoso, plis des terrains autochtones sous la nappe du Ferrante.

Elle est suivie par un certain aplanissement du relief (Miocène moyen) qui permettra, lors de la forte surrection pontienne, le glissement des masses charriées des Alpes orobiques sur le substratum autochtone. La surrection pontienne est la phase essentielle dans l'édification du relief actuel : elle porte à une forte altitude le socle orobique, relève l'Adamello, engendre par glissement sous l'effet de la gravité la mise en place des charriages, refait jouer les axes structuraux antérieurs sur la bordure alpine, morcelle par une série de cassures les puissantes assises de calcaires dolomitiques de la bordure sédimentaire des Alpes orobiques. Par une surrection d'ensemble de la montagne sédimentaire au nord de la flexure padane, elle donne à la montagne son aspect actuel et provoque l'enfoncement du réseau hydrographique.

Les vallées actuelles sont en place dès la fin du Pontien pour les grands axes méridiens, approfondies par les eaux au Pliocène marqué par un climat plus humide, tandis que la transgression pliocène ennoie la plaine padane et transforme leur cours aval en véritables rias.

Dans cette étude morphologique, la compréhension de la mise en place des masses charriées était indispensable et apportait des

éléments précieux pour la connaissance de l'évolution du relief. On a vu leur diversité, l'individualité de chacune d'entre elles et les modalités de leur mise en place. Nous avons été amenés ainsi à distinguer trois types de glissements en masses par gravité (figures 2I, 22, 23) :

I) des glissements en masses homogènes.

2) des glissements avec des masses charriées par glissement secondaire de la partie supérieure de la nappe.

3) des glissements en masses de faibles dimensions charriées par glissements différenciés sous l'effet de la gravité.

A ces trois types de mise en place correspondent dans le relief des massifs de moins en moins importants.

L'étude de ces charriages a été riche d'enseignements comme le montre l'exemple de la Presolana et de ses bordures (figure 25). Elle prouve :

I) une mise en place assez longue des nappes.

2) la continuité de mouvements orogéniques dans les Alpes orobiques du Miocène au début du Quaternaire.

3) que les glissements en masse se sont poursuivis tardivement alors que se creusaient les vallées préalpines au contact du socle orobique, donc une concomittance des mouvements tectoniques et de l'érosion.

4) la discontinuité des masses charriées et l'indépendance relative des unes par rapport aux autres.

5) l'importance du relief des Préalpes sédimentaires autochtones dans leur localisation. Les hautes vallées préalpines, les sillons longitudinaux au contact du socle orobique ne se sont creusés qu'<u>après</u> la mise en place des grandes nappes charriées qui ont créé les conditions structurales propices à leur creusement.

Elles ont d'autre part, avec le relief créé par le soulèvement orobique, organisé l'installation du réseau hydrographique. Alors que la partie aval des principaux cours d'eau préalpins était déjà fixée,

l'organisation du réseau hydrographique dans la partie élevée des Préalpes ne se fixe qu'au Pliocène.

Sur la bordure préalpine, la mise en place de ces charriages est antérieure au relèvement, de cette bordure, à un rejeu puissant de la flexure pré-alpine ou padane,

- L'axe anticlinal de l'Albenza a rejoué après le charriage du Resegone.

- Près du lac de Garde, la faille qui jalonne la rive occidentale a joué postérieurement à la mise en place de la grande nappe de dolomie. Le Pliocène du Mte S. Bartolomeo porté à plus de 500 mètres en apporte une preuve indiscutable.

On peut donc affirmer que l'étude des charriages est un élément capital pour la compréhension de l'évolution et de la formation du relief préalpin.

Celui-ci est un relief structural, de formation récente, dans toute la partie moyenne et haute des Préalpes, un relief plus ancien, mais fortement rajeuni par la tectonique et l'érosion sur la bordure padane.

III - L'importance capitale de l'évolution morphologique Quaternaire dans le modelé du relief actuel.

I°) Le Villafranchien = refroidissement climatique et mouvements tectoniques.

L'exemple de la Presolana et de ses bordures a montré la continuité des mouvements tectoniques et le début du creusement des hautes vallées préalpines, alors que le cours aval de ces mêmes vallées était creusé comme le prouve les dépôts pliocènes à leur débouché sur la plaine padane. Le Villafranchien est marqué par un refroidissement du climat (cf. les données du bassin de Leffe et du puits de Ciliverghe). Les vallées préalpines sont remblayées par d'énormes accumulations de conglomérats qui constituent également le soubassement des formations quaternaires du piedmont.

a) L'étude de ces conglomérats a permis d'établir l'existence d'au moins une avancée glaciaire pré-Mindelienne, comportant vraisemblablement dans certaines zones trois phases : Gunz I, II et III.

Celles-ci sont incontestablement pré-mindeliennes puisqu'à Leffe, dans le Val dei Mulini, à Paderno d'Adda, le "ferretto" du Mindel Riss recouvre ces conglomérats, alterant une accumulation morainique superficielle.

Le glacier Günz s'est avancé jusqu'à la bordure préalpine, au débouché des grands lacs préalpins de Come, Iseo, Garde tandis qu'en Val Seriana et en Valsàssina, ses apports sont légèrement en retrait par rapport à ceux du Würm.

Le rôle morphologique de cette première grande avancée des glaciers n'est pas négligeable. En plus de sa contribution à la construction des grandes accumulations de conglomérats (ceppo) elle a formé dans la montagne des replats d'accumulation composite (Barzio, Parre, La Selva....). Elle a effectué un premier creusement des lacs préalpins et provoqué des changements importants dans l'organisation du réseau hydrographique : passage de l'Adda par Lecco, drainage de la Valsàssina vers le lac de Come.

b) les grands amas de brèches consolidées de la montagne doivent être attribués au Villafranchien. Elles sont d'un intérêt morphologique exceptionnel.

Leur datation villafranchienne et leur corrélation avec les conglomérats (ceppo) des vallées et du piedmont est prouvée par l'étude du bassin de Clusone (IIe partie, chapitre 8,II). Dans celui-ci, à Castione, elles sont recouvertes par des moraines ferretisées.

En montagne elles sont situées sur les versants des grands massifs calcaires autochtones (Alben) ou allochtones (Grigne Nord, Presolana, Camino...). Elles sont entièrement cimentées et consolidées ce qui en a fait une formation résistante que les glaciers postérieurs n'ont pas réussi à démolir.

Elles sont karstifiées, présentant des dolines, des gouffres, des puits profonds, des conduits karstiques souterrains (Corna bucada).

Elles sont constituées d'un matériel anguleux d'origine cryoclastique indubitable, parfois lité (Brenta occidentale, Corna Bucada). En Val Canale, ce matériel cryoclastique est enrobé dans une matrice argileuse montrant qu'il y a eu localement d'énormes coulées de solifluxion. Elles témoignent donc du refroidissement climatique villafranchien générateur d'une intense gélifraction sur les hauts massifs de calcaires très fracturés par la tectonique.

Elles sont également fréquemment cassées par des failles (partie orientale du bassin de Clusone, versant occidental de la Brenta au dessus de Madonna di Campiglio...) confirmant avec les accidents et les déformations du "ceppo" relevés dans le bassin de Clusone et dans la plaine lombarde, en Brianza l'existence d'une néo-tectonique quaternaire (figure 27 et I4I).Dans la montagne, elles scellent des versants pré-quaternaires et prouvent que le bassin de Clusone, le Val Canale étaient aussi creusés à la fin du Pliocène qu'actuellement, mais en Valsàssina, en Val di Scalve et à l'ouest de la Brenta, les versants qu'elles fossilisent sont au-dessus du fond de vallée actuel. Si la Brenta s'est soulevée au Quaternaire comme le montre les déformations et les failles de ces brèches, en Valsàssina et en Val di Scalve, le creusement des vallées s'est poursuivi au Quaternaire. Ceci confirme nos conclusions précédentes, à savoir le creusement avancé au début du Quaternaire des moyennes et basses vallées préalpines aussi profondes qu'aujourd'hui, l'ouverture récente et l'excavation tardive des hautes vallées, particulièrement des sillons longitudinaux au contact du socle, du fait d'une mise en place tardive des masses charriées.

Les brèches consolidées de la montagne lombarde sont un élément capital dans la compréhension de la formation du relief préalpin.

Les mouvements tectoniques se sont poursuivis pendant le Villafranchien et le Quaternaire moyen et récent. On peut parler d'une néotectonique remarquable dans la montagne où des dislocations affectent les conglomérats de Villa d'Ogna, du bassin de Clusone, les brèches de la Brenta orientale, mais également dans la plaine où argiles pliocènes et conglomérats sont déformés en Brianza, et Albenza, sur les rives du lac de Garde.

Ces accumulations constituent le soubassement des vallées et du piedmont où les glaciations du Quaternaire moyen et récent ont accumulé leurs moraines et taillé leurs terrasses.

Ces glaciations expliquent bien des traits du relief actuel.

2°) Les grandes glaciations du Quaternaire moyen et récent : Mindel, Riss, Würm.

a) la glaciation du Mindel fut la plus considérable, s'avançant très loin sur le piedmont (arc de Lurago, Camparada) mais elle est présente également en Val Seriana. Ses deux phases ne sont pas apparentes dans la topographie, et dans les vallées comme sur le piedmont ses restes sont marqués par une haute terrasse ferretisée. A l'ouest du Bergame, elle n'existe plus dans la plaine padane par suite de la subsidence plus accentuée et plus proche de la bordure, sinon grâce à des rejeux du fond padan (Ciliverghe, Castenedolo..).

b) la glaciation rissienne est présente par des accumulations morainiques dans toutes les Préalpes et leur piedmont. Un peu moins étendue que celle du Mindel, elle a construit à l'ouest du Brembo des arcs morainiques aujourd'hui morcellés et une terrasse bien développée en contrebas de celle du Mindel. A l'est de Bergame elle ne constitue que les arcs morainiques épars et les plus externes des amphithéâtres d'Iseo et de Garde et quelques lambeaux de terrasses à proximité immédiate de la bordure préalpine.

c) la dernière glaciation (Würm) a construit, en dépit d'une extension un peu inférieure aux précédentes, la majeure partie des amphithéâtres morainiques, des cordons et des replats glaciaires en montagne, des terrasses inférieures dont la plus haute (maximum würmien) passe au niveau fondamental de la plaine lombarde. L'essentiel du relief des vallées de la montagne et du piedmont dans leurs formes mineures doit lui être attribué, soit directement par l'érosion et l'accumulation, soit indirectement par une évolution sous climat froid des régions non englacées.

La distinction des trois dernières glaciations repose sur des caractères pédologiques, l'existence ou l'absence d'une couverture de loess jaunâtres du Würm ou rubéfiés du Riss. Il n'y a pas d'altération pédologique Günz - Mindel : la moraine mindelienne repose directement sur les conglomérats villafranchiens, comme si la grande

avancée glaciaire avait succédé à un alluvionnement continu. A partir du Mindel, la diminution sensible des mouvements tectoniques encore importants dans la montagne au Villafranchien, et des oscillations climatiques beaucoup plus accentuées, ont provoqué, une suite de phases d'accumulation et de creusement en rapport avec les phases glaciaires et interglaciaires.

L'altération profonde des dépôts mindeliens (Ière partie, chapitre 6) montre que l'interglaciaire Mindel - Riss fut long, relativement chaud et humide. Cependant les analyses chimiques et la détermination des argiles prouvent, en dépit de la rubéfaction prononcée et de la profondeur de l'altération, que le "ferretto" n'est pas un paléosol ferrallitique et ne s'est pas élaboré sous climat chaud et humide, de type tropical, contrairement à une opinion trop répandue. L'absence de kaolinite et un rapport silice/alumine toujours supérieur à 2 montrent qu'il n'y a pas eu "latérisation", mais sans doute pédogènese assez longue sous un climat tempéré plus chaud qu'actuellement.

Pendant le Riss-Würm, l'altération fut importante, sous climat plus chaud qu'actuellement comme le prouvent les caractères pédologiques du sol et l'étude de la flore des gisements de Pianico, Tremezzina... Très différents sont les sols post würmiens peu profonds, faiblement rubéfiés et seulement vers Garde, peu évolués avec des rapports silice/alumine très élevés tandis que la détermination des argiles a fait apparaître essentiellement de la chlorite et de l'Illite, alors que vermiculite et interstratifiés caractérisent les sols des deux interglaciaires précédents.

Le rôle de la subsidence padane, d'une façon générale et dans ses aspects régionaux, apparaît comme capital pour comprendre l'évolution du relief pendant le Quaternaire. Elle explique le creusement des vallées, l'enfouissement sous les apports récents du Würm d'une bonne partie des accumulations du Mindel et du Riss dans la plaine padane, le rejeu positif de certains axes anticlinaux, et la présence de certaines collines couronnées de dépôts mindeliens. Elle rend compte de l'inégale répartition sur le piedmont des dépôts mindeliens

et rissiens : de l'Ouest vers l'Est, elle s'accentue et se rapproche de la bordure, ce qui fait qu'à l'ouest de Bergame, ils n'occupent qu'une place très réduite.

Les mouvements tectoniques à l'intérieur de la montagne, sont évidents dans les dépôts villafranchiens. Les "maroche", gigantesques éboulements de la basse vallée du Sarca prouvent leur permanence jusqu'à une époque récente, puisqu'ils recouvrent des tessons romains !. Ils éclairent d'un jour nouveau la formation des grandes accumulations du Villafranchien.

3°) Un relief glaciaire et périglaciaire hérité, et à peine retouché par l'érosion actuelle.

L'étude du relief glaciaire et périglaciaire dans les Préalpes lombardes a montré qu'il était dû essentiellement à la dernière glaciation bien que celle-ci ait repris et accusé des formes déjà modelées par les glaciations précédentes.

Les influences de la lithologie et de la structure apparaissent comme fondamentales dans l'explication des formes. En milieu lithologique homogène, les cirques sont bien dessinés, les vallées remarquablement calibrées ; en milieu hétérogène comme sur le versant méridional des Alpes orobiques, les cirques sont accidentés, le profil en long des vallées, une suite d'ombilics, de replats, de verrous.

L'étude des différentes régions a mis en évidence le rôle prédominant des zones de faiblesse structurale dans l'inscription du relief glaciaire :

- rôle déterminant des diaclases dans le façonnement et l'inscription des cirques glaciaires et du creusement des auges.

- rôle fondamental des bandes de roches tendres, particulièrement des schistes permiens et triasiques, les tables de grès permiens sont rabotés ou burinés par les glaciers, mais faiblement entaillés.

Les glaciers ont certes accentué les dénivellations, les ruptures de pente mais n'ont pas modifié profondément le réseau hydrographique de la montagne.

Le creusement des lacs préalpins par les glaciers quaternaires est un problème fondamental. Nous avons établi qu'il s'était élaboré avant la dernière glaciation, contrairement à l'opinion de certains chercheurs italiens. Le surcreusement glaciaire à l'origine des lacs préalpins apparaît en rapport avec :

- un creusement pré-glaciaire de ces vallées avancé. Le bras sud-ouest du lac de Come est le plus surcreusé (- 410 mètres) alors que le glacier se divisait auparavant (diffluences du Val Porlezza, de la Valsàssina, du bras de Lecco au niveau de Bellagio), mais il empruntait le cours de l'Adda installé sur ce trajet depuis l'Oligocène et approfondi au Pliocène. De même les dépôts pliocènes en avant des lacs de Iseo ou de Garde montrent l'existence de talwegs pré-quaternaires déjà marqués.

- une zone de faiblesse structurale : les lacs de Lugano et de Garde suivent des failles méridiennes de même que le bras de Lecco du lac de Come. Le lac d'Iseo est pour partie dans le prolongement de la grande faille du moyen Val Camonica.

- une forte coulée de glaces : les lacs préalpins se trouvent sur le trajet des grands glaciers descendus de la partie axiale de la chaîne alpine.

- un défonçage périglaciaire a pu favoriser dans les calcaires finement lités du Lias le surcreusement exceptionnel du bras de Come, dans les calcaires et dolomies fracturées celui de la partie centrale du lac d'Iseo.

Leur maintien s'explique aussi par les apports alluviaux modérés des rivières par suite de la constitution lithologique de cette partie de la montagne (essentiellement roches cristallines et calcaires) qui ne permet pas une fourniture exceptionnellement abondante de débris. Certes les grands fleuves (Adda, Mera, Oglio, Sarca...) ont remblayé la partie amont des dépressions lacustres, mais leurs apports (hormis pour le premier qui a comblé la Valteline) sont modestes, tout comme leur longueur et l'étendue de leur bassin versant.

L'érosion actuelle ne fait que retoucher un modelé hérité de la dernière période froide, avec de fortes pentes, des accumulations d'origine glaciaire en position instable sur les versants. Les conditions climatiques actuelles, le couvert végétal très dense font que l'activité de l'érosion est ralentie, mais elle s'exerce sur un modelé hérité encore faiblement retouché, d'où des phénomènes d'éboulements, éboulis, ravinements...) disproportionnés à la puissance potentielle de l'érosion actuelle. Il est évident que les changements climatiques du Quaternaire ont été générateurs d'une érosion anormalement élevée provoquant chaque fois une rupture d'un équilibre précaire, incomplet, et récent de la relation système d'érosion-modelé.

Dans la haute montagne, les Préalpes lombardes, au climat humide ont un relief glaciaire frais, puissamment sculpté par les glaciers, faiblement retouché par les phases froides du Post-Glaciaire. Ce n'est pas une montagne empierrée : les glaciers rocheux sont rares, liés à une fourniture exceptionnellement abondante de débris à cause des conditions lithologiques et structurales. Ils sont à mettre en rapport avec une phase de recrudescence du froid pendant le Post-Glaciaire. Une distinction, aussi bien dans la génèse que dans les formes élaborées, doit être établie entre :

- glaciers noirs donnant des multiples arcs morainiques boudinés enserrant un lobe déprimé.

- glaciers rocheux (rock-glaciers) donnant une énorme coulée chaotique et boudinnée, sans lobe déprimé.

- moraines de névés festonnés au bas des versants, en arcs de cercle assez larges.

- moraines de glaciers, ou de stade de retrait glaciaire, individualisées et nettes.

Les Préalpes Lombardes appartiennent au monde alpin "classique" (celui des Alpes françaises du Nord) si l'on peut avancer ce terme, par la prédominance du rôle de la structure dans l'inscription des formes

glaciaires, fraîches et peu retouchées, par leur modelé de montagne humide faiblement empierrée.

L'évolution pendant le Quaternaire explique également la construction du piedmont padan, les accumulations glaciaires et fluvioglaciaires ennoyant remodelant les reliefs de l'avant pays. Elles constituent l'essentiel des paysages :

4°) Le piedmont lombard.

Le piedmont lombard, de Come à l'Adige, apparaît également comme original, une originalité qui tient

- à l'existence de la flexure padane, continue bien marquée, ancienne, déterminant une énorme accumulation dans la fosse padane.

- au jeu de la subsidence padane pendant le Quaternaire.

Trois types de piedmont peuvent être distingués :

I°) les piedmonts à grands épandages fluvioglaciaires comme ceux du Serio et du Mella, constitués de vastes terrasses appartenant en quasi-totalité à la dernière glaciation. Ils correspondent à des vallées préalpines, les glaciers restés à l'intérieur de la montagne, ont édifié un système bien ordonné de terrasses dont la pente est de plus en plus faible de l'amont vers l'aval. Du fait de la subsidence de la plaine, les terrasses du Riss et du Mindel vont passer sous l'accumulation wurmienne du maximum wurmien, niveau fondamental de la plaine.

2°) le piedmont de la Brianza - Albenza avec amphithéâtres morainiques successifs appartenant aux trois grandes glaciations, terrasses fluvioglaciaires bien disposées. Une médiocre subsidence en bordure de la montagne fait affleurer le soubassement villafranchien dans les vallées.

3°) Le piedmont d'Iseo et de Garde formé d'un amphithéâtre morainique quasiment unique constitué par les apports de la dernière glaciation et fermant un lac préalpin. Moraines et terrasses du Mindel

et du Riss de la bordure préalpine, soit isolées dans la plaine où elles sont dues au jeu d'un axe anticlinal du tréfonds padan.
Une subsidence proche de la bordure a enseveli sous les apports würmiens la plus grande partie des moraines et des terrasses des glaciations précédentes.

Contrairement aux idées de S. Venzo et de O. Vecchia, nous avons montré que la glaciation würmienne forme l'essentiel des moraines et des terrasses du piedmont. Cette opinion s'appuie sur l'établissement de plusieurs critères (cf. ci-dessus) altérations pédologiques, formes morphologiques.

III - La place des Préalpes lombardes dans un essai de classification des massifs préalpins.

L'ensemble des Préalpes lombardes apparaît comme un massif original où dominent les reliefs structuraux, caractérisé par un élément du socle ancien auquel sont accolés des massifs sédimentaires plissés et cassés, surmontés de masses charriées d'origine proche,

caractérisé également par une bordure nette donnée par une flexure très marquée séparant la montagne de l'avant pays affecté par une forte subsidence.

Les vallées de direction méridienne, perpendiculaires aux grands axes de la structure ont gardé d'importants dépôts du Quaternaire ancien.

Le caractère essentiel de cette région est la superposition des tectoniques, soulèvements verticaux, plis de couverture, mouvements tangentiels générateurs de glissements en masse sous l'effet de la gravité.

Le moment est venu, en esquissant des types de massifs préalpins, de faire apparaître la place particulière des Préalpes lombardes. Cet essai doit se fonder sur :

- la présence ou l'absence d'un socle ancien, partie intégrante du massif préalpin.
- l'absence ou l'existence de masses charriées, d'origine plus ou moins proche.

A partir de ces critères on peut établir des types de massifs en allant de plus simple au plus complexe.

I°) Le massif préalpin sans socle ancien, de structure tabulaire et avec une tectonique cassante caractérise les anciennes plates formes, remarquable par des plis lourds à large rayon, cassés par des failles, et dont les massifs calcaires gardent parfois la trace d'aplanissements : Trentin méridional, Préalpes de l'Adige.

2°) Le massif sans socle ancien, à plis de couverture plus ou moins lâches, de relief plissé inverse ou conforme, sans masses charriées : soit qu'il soit enraciné (Préalpes du Diois - Baronnies), soit que sa mise en place résulte d'un écoulement limité de la couverture sous l'effet de la surrection de la zone centrale (Chartreuse, Bauges).

3°) Le massif préalpin où la couverture sédimentaire autochtone plissée très vigoureusement par des poussées tangentielles donne des écailles et des chevauchements importants, mais sans qu'il y ait eu charriage de terrains allochtones. (Préalpes de Grasse et de Nice). Localement le substratum cristallophyllien est proche de la surface.

4°) Le massif préalpin à couverture sédimentaire autochtone plus ou moins plissée, mais surmontée de masses charriées d'origine lointaine : c'est le type Bornes avec les klippes des Annes et de Sulens.

5°) Le massif préalpin constitué d'un empilement de nappes d'origine lointaine, au point que les terrains autochtones n'occupent qu'une place réduite : Chablais.

6°) Les Préalpes comportant un socle ancien surélevé et auquel reste accolé un ensemble sédimentaire sans que le contact soit nettement individualisé, sans masse charriée d'origine lointaine ou locale : c'est le cas des Préalpes de Come, entre le lac de Come et celui de Lugano et son prolongement septentrional.

7°) Les Préalpes du Bergamasque et du Bresciano comprennent un socle ancien puissamment soulevé, bordé d'ébauches de sillons longitudinaux et d'une large couverture autochtone, surchargée de masses charriées d'origine locale, provenant du décollement de la couverture sédimentaire du socle qui a glissé par gravité.

8°) Un cas plus complexe est fourni par les massifs préalpins au nord du Valais suisse (Alpes Bernoises) où il y a accolement d'un empilement de nappes d'origine plus ou moins lointaine et d'un socle ancien (Massif de l'Aar). C'est aussi un cas limite, d'une région qui par sa grandeur et les massifs de l'Aar peut difficilement être considérée comme entièrement préalpine.

Dans l'ensemble alpin, les Préalpes lombardes sont un des massifs les plus originaux, les plus intéressants. Elles apparaissent à côté de l'édifice central des Alpes, comme un massif bordier caractérisé par un style tectonique particulier, marqué par des soulèvements verticaux et de grands glissements en masses vers le Sud de nappes d'origine proche, délimité par de grandes lignes tectoniques (failles insubrique, judicarienne, de Lugano et flexure padane).

Dans les Préalpes lombardes, au relief en général pas très élevé et massif, les vallées méridiennes sont des axes de circulation et d'activité économique, elles individualisent des unités régionales dont elles sont l'artère vitale, sous la dépendance des villes établies sur le piedmont. Elles sont le fondement de l'organisation de la vie économique et des espaces économiques et humains de la montagne.

BIBLIOGRAPHIE

Un nombre considérable d'articles et d'ouvrages ont été publiés avant 1954. On en trouvera la liste dans la Collection Bibliografia Geoligica d'Italia, volume II, Lombardia, par A. Desio (1957), Rome, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 300 p. - C'est pourquoi nous ne ferons que rappeler les ouvrages les plus importants antérieurs à cette date concernant la Lombardie proprement dite.

Liste des abréviations :

A F E Q = Association française pour Etude du Quaternaire
A.G. = Annales de Géographie
Ann. = Annali, Annales
Atti Soc. It. Sc. Nat. = Atti della Società Italiana di Scienze Naturali (Milan)
B.A.G.F. = Bulletin de l'Association des Géographes français
B.S.G.F. = Bulletin de la Société Géologique de France
B.S.G.I. = Bollettino della Società Geologica d'Italia
Boll. = Bolletino
Bot. = Botanique, botanica
Boll. Com. Glac. It. = Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano (Turin)
C.A.I. = Club Alpino Italiano
C.D.U. = Centre de Documentation Universitaire
C.N.R.N. = Centro Nazionale Ricerche Nucleari (Rome)
Com. = Comitato
Comm. = Commentarii
C.R.Ac. Sc. = Compte-rendu de l'Académie des Sciences (Paris)
D E S = Diplôme d'Etudes Supérieures
Ecl. Geol. Helv. = Eclogae Geologicae Helvetiae
Est. Geol = Estudios geoligicos (Madrid)
Geol. en Mijnb = Geologie en Mijnbown
Giorn = Giornale

Leidsche Geol. Med = Leidsche Geologische Mededelingen

Mem. = Mémoires, Memorie

Rass. Speol = Rassegna Speleologica

Rend. Acc. Naz. Lincei = Rendi conti all'Accademia Nazionale dei Lincei (Rome)

R.G.A. = Revue de Géographie Alpine

R.G.D. = Revue de Géomorphologie dynamique

R.G.I. = Revista di Geografia Italiana

R.G.L. = Revue de Géographie de Lyon

R.G.P.S.O. = Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest

Rev. Geogr. phys. Geol. dyn = Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique

Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. = Rendi conti dell'Istituto Lombardo delle Scienze e Lettere (Milan)

Riv. It. Pal. = Rivista Italiana di Paleontologia (Milan)

Serv. = Servizio

T.C.I. = Touring Club Italiano

Tosc. = Toscana

Univer . = Università, Université

I - Ouvrages généraux

II - Ouvrages se rapportant aux Alpes Lombardes et à leurs bordures

III - Climat et végétation des Alpes Italiennes

BIBLIOGRAPHIE

I - OUVRAGES GENERAUX.

ALIMEN M. (1953 a) : Pétrographie des nappes alluviales de la Bigorre. Essai de corrélation et de chronologie. B.S.G.F. s. 6, t. 3, p. 377-391.

ALIMEN H. (1954) : Colométrie des sédiments quaternaires et paléo-climats. B.S.G.F., s. 6, v. 4, p. 609-620.

ALIMEN H. (1964) : Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, Imprimerie Nle, 394 p., 12 pl. h.t.

ALLIX A. (1929) : Un pays de haute montagne l'Oisans. Th. lettres. Colin, Paris, 915 p.

AUBOUIN J. (1959) : A propos d'un centenaire : Les aventures de la notion de géosynélinal. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.,s. 2, t. 2, p. 135-188.

AUBOUIN J. (1960) : Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin . B.S.G.F., s. 7, t. 11, p. 487-526.

AUBOUIN J. (1961) : Propos sur les géosynclinaux. B.S.G.F., s. 7, t. III, p. 629-702.

AUBOUIN J. (1961) : Propos sur l'orogénèse : Propos statiques. Les structures. Bull. Serv. inf. Géol. Rech. géol. et min. n° 52, p. 1 21.

AUBOUIN J. (1961) : Propos sur l'orogénèse : Propos dynamique. La génèse des structures. Bull. Serv. inf. Géol. Bur. Rech. Géol. et minière n° 53, p. 1-24.

AUBOUIN J. (1963) : Esquisse paleo géographique et structurale des chaines alpines de la Méditerranée moyenne. Géol. Rundschan, Bd 53? H. 2, p. 480-534.

AUBOUIN J. (1963) : Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes Orientales. B.S.G.F., s. 7, t. 5, p. 730-766.

AUBOUIN J. (1964) : Réflexions sur le faciès "Ammonitico Rosso". B.S.G.F. s. 7, t. 6, p. 475-501.

AUBOUIN J. (1967) : Quelques problèmes de tectonique et d'orogénèse. Mém. Géopaléont. Univ. Ferrare, v; 1, f. 3, n° 10, p. 229-249.

BARRERE P. (1952) : Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne pyrénéenne. Pirinéos, VIII, n° 24, p. 201-213.

BARRERE P. (1964) : Le relief karstique dans l'ouest des Pyrénées centrales. Revue Belge de géographie 88° année, n° 1-2 p. 9-63.

BELOUSSOFF V.V. (1959) : Les divers types de plissements et leurs modes de formation. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. s.2, t. 2, p. 97-112.

BILLET J. (1972) : Le Tessin. Essai de géographie regionale. Grenoble Imp. Allier in 8° 533 p.

BIROT P. (1958) : Morphologie structurale.2 volumes. Paris P.U.F. Coll. Orbis.

BIROT P. (1965) : Critères des déformations tectoniques quaternaires (spécialement dans le monde méditerranéen). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, vol. 7, f. 3 p. 185-197.

BIROT P. (1966) : Le relief calcaire. Paris C.D.U. 238 p.

BOISVERT J.J. (1955) : La neige dans les Alpes françaises. R.G.A., t. 43, p. 357-434.

BOULAINE J. (1967) : Problèmes posés par les sols rouges méditerranéens B.A.G.F., n° 354, Mai 1967, p. 2-16.

BOGLI A. (1964) : Un exemple de complexe glacio-karstique : le Schichttreppenkarst. Rev. Belge de géographie 88° année. F. 1. 2., p. 63-83.

BOURCART J. (1960-1962) : La Méditerranée et la révolution du Pliocène in Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, t. I, p. 103-116. Mém. h. ser. Soc. géol. Fr.

BOURDIER F. (1947) : Les caractères distinctifs de chaque glaciation alpine d'après les couvertures de loess et les sols d'altération. "La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe". Session extraordinaire des Sociétés Belges de géologie. 19-26. Sept. 1946. Bruxelles, 1947.

BOURDIER F. (1958) : Le bassin du Rhône au Quaternaire. Paris. C.N.R.S.- 364 p.

BOUSQUET J.C. - GUEREMY P. (1968) : Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., v. 10, f. 3, p. 225-235.

BOUT P. (1968) : La limite Pliocène-Quaternaire en Europe occidentale. Bull. A.F.E.Q., n° 14, p. 55-79.

BOYE M. (1949) : Importance du défonçage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires. C.R.Ac. Sc., CCXXIX, p. 723-4.

BOYE M. (1952) : Gélivation et cryoturbation dans le massif du Mt Perdu. Instituts de Estudios Pirenaïcos, Saragoza.

BRAVARD Y. (1961) : Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont. Grenoble, Impr. Allier, 504 p.

BRAVARD Y. (1958) : Quelques remarques sur l'action des glaciers quaternaires dans le massif de la Gde Chartreuse. R.G.A., t. 46, p. 47-64.

CAILLERE S. - HENIN S. (1963) : Minéralogie des argiles. Paris, Masson et Cie, 355 p.

CAILLEUX A. (1942) : Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém. S.G.F., Vol. 46, 176 p., 27 fig., 5 pl. h. t.

CAILLEUX A. (1952) / Polissage et surcreusement glaciaire dans l'hypothèse de Boyé. R.G.D., t. 3, p. 247-57.

CAILLEUX A. (1953) : Les loess et les limons éoliens de France. B.S.G.F., p. 1-24, 2 fig. 1 carte h. t.

CAILLEUX A. - TRICART J. (1959) : Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris. Centre de Documentation Universitaire, 3 volumes.

CAMEZ T. (1962) : L'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. Mém. Serv. de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine n° 20, 90 p.

CHAUVE P. (1960-62) : L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. Livre à la mém. du Prof. P. FALLOT t. 1, p. 258-264, 8 fig. Mém. H. S. S.G.F..

CHEVALIER M. (1954) : Le relief glaciaire des Pyrénées du Couserans. I les cirques, II les vallées. R.G.P.S.O., t. 25, f. 2-3, p. 97-124 et 189-220.

CORBEL J. (1956) : Le karst du Vercors. R.G.L., v; 31, n° 3, p. 221-242.

CORBEL J. (1957) : Karsts hauts-alpins. R.G.L., v. 32, f. 2, p. 135-158.

CORBEL J. (1957) : Karsts alpins de moyenne altitude : Interlaken, Béotenberg. R.G.L. v. 32, n° 1, p. 43-56.

CORBEL J. (1957) : Les karsts de Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Inst. des Etudes Rhodaniennes de l'Université de Lyon. Mémoires et Documents n° 12. Publ. h. série de R.G.L.

CORBEL J. (1963) : Glaciers et climats dans le massif du Mt Blanc. R.G.A., t. 51, p. 321-359.

CORBEL J. (1964) : L'érosion terrestre, étude quantitative (méthodes, techniques, résultats). A.G., n° 398 - a. 73- p. 385-412.

CROCE D. (1964) : Cryonival phénomena and karst phenomena in the plateau of the sella group. Erdk•unde, XVIII, 1, p. 146-148.

DEBELMAS J. - LEMOINE M. (1964) : La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Inf. Scientifique, n° 1, 33 p.

DEBELMAS J. - LEMOINE M. - MATTAUER M. (1966) : Quelques remarques sur le concept de géosynclinal (à propos d'un récent ouvrage de J. AUBOUIN). Rev. Géogr. phys. et géol. Dyn. v. 8, f. 2, p. 133-150.

DEMANGEOT J. (1965) : Géomorphologie des Abruzzes adriatiques : Paris Ed. du C.N.R.S., n° hors série, in 4°, 404 p., 89 fig., 64 phot.

DEPAPE G. (1928) : Le monde des plantes à l'apparition de l'homme en Europe Occidentale. Ann. Soc. Sc. de Bruxelles Série B. Sciences physiques et naturelles. tome XLVIII 1928, 2° partie, mémoires p. 39-101.

DE SMET R.E. et SOUCHEZ R. (1964) : Evolution comparée de deux massifs dolomitiques "Catinaccio et Sella. Rev. Belge de géographie, 88° année, f. 1-2, p. 157-187.

ELHAI H. (1964) : Biogéographie. Les paysages végétaux au quaternaire en Europe occidentale. Paris, C.D.U., 121 p., 30 fig., 3 tabl., bibl.

EK C. (1964) : Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute Maurienne. Leur action sur les carbonates. Rev. Belge de géographie 88° année, f. 1-2, p. 127-157.

ENGELEN G.B. (1963) : Gravity tectonics in the Northwestern Dolomites. Géologica Ultrajectina, n° 13.

ERHART H. (1967) : La génèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, MASSON et Cie, Coll. Evolution des Sciences n° 8, 1967, 1 vol., in 8°, 178 p.

FALLOT P. (1944) : Tectonique hercynienne et tectonique alpine. B.S.G.F., s. 5, t. 14, p. 99-102.

FALLOT P. (1950) : Phénomènes de décoiffement dans les groupes du PUEZ et dela SELLA (documents du Tyrol). C.R.S.G.F., p. 188-190.

FALLOT P. (1953) : Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les Dolomites. B.S.G.F., s. 5, v. 20, p. 183-195.

FALLOT P. (L953) : Du rôle des décollements en tectonique. Scientia, n° 47.

FALLOT P. (1955) : Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. 78, p. 147-170.

GALIBERT G. (1956) : Le relief de la haute montagne dans les massifs de Luchon et des Monts Maudits. R.G.P.S.O., v. 27, p. 41-73.

GALIBERT G. (1960) : Les processus actuels d'évolution de haute montagne dans le massif de Zermatt (Alpes Valaisannes). B.A.G.F., n° 290-299, p. 70-96.

GALIBERT G. (1962) : Recherches sur les processus d'érosion glaciaire de la haute montagne alpine. B.A.G.F. n° 303-304, p. 8-46.

GALIBERT G. (1965) : La haute montagne alpine. Thèse. Toulouse, in 8° 405 p.

GEORGE P. - TRICART J. (1954) : L'Europe centrale. tome 1 : géographie physique et humaine. Paris. P.U.F. Collection Orbis. 294 p.,35 fig. 6 pl.

GEZE B. (1961) : L'évolution karstique (creusement, remplissage, clastique, concrétionnement) dans ses rapports avec les alternances climatiques quaternaires. Rassegna Spéleologica Italiana, Mémoria, V, 1, p. 111-117.

GIGNOUX M. (1948) : La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. B.S.G.F., s. 5, t. 18, p. 739.

GIGNOUX M. (1950) : Géologie Stratigraphique. Paris, Masson et Cie. 4e Ed.

GLANGEAUD L. (1956) : Corrélations chronologiques des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin, et l'Atlas Nord Africain. B.S.G.F., s. 6, t. 6, p. 867-891.

GLANGEAUD L. - BLAVOUX B. (1967) : Les phénomènes ponto-plio-quaternaires dans la Méditerrannée occidentale d'après les données de Géomède. C.R. Ac. Sc., s. D, t. 264, 2 fig., 1 pl.

GOGUEL J. (1950) : L'influence de l'échelle dans les phénomènes d'écoulement. Géol. en Mijnb., 12e JR NS, n° 12, p;346-351.

GOGUEL J. (1952) : Traité de tectonique. Paris, Masson, 382 p., 203 fig.

GUICHERIT R. (1964) : Gravity tectonics, gravity field and paléomagmatism in N.E.Italy. Geologica ultraiectina 14, 125 p.

GUILLIEN Y. (1962) : Grave, Grèze, Gress. B.A.G.F., n° 303-304, p. 79-81.

HALLAM L., MOVIUS Jr. (1949) : Villa franchian stratigraphy in southern and south. Western Europe. Journal of géology, 1949, v. 57, p. 380-412.

JULIAN M. (1966) : Les montagnes du Haut Var. Méditerranée, n° 3, p. 185-206.

JUNG J. (1958) : Précis de pétrographie. Roches sédimentaires et éruptives. Paris, Masson et Cie, Editions. 314 p., 160 fig., 20 pl. H. T.

KUENEN P. H. - MIGLIORINI C.I. (1950) : Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journal of Geology, (58), p. 91-126.

LAUTRIDOU J. P. (1959) : Rapport dela commission de terminologie des limons. Mémoires h. s. de la S.G.F. n° 5, p; 123-137.

LEBEAU R. (1954) : Les formes mineures du relief sous-glaciaire, essai de mise au point. R.G.L. v. 29, f. 3,(p. 227-256), f. 4 (p. 317-334).

LEMEE G. (1948) : La méthode de l'analyse pollinique et ses apports à la connaissance des temps quaternaires. Année Biologique, XXIV, p. 49-75.

LEONARDI P. (1960) : Les récifs coralliens triasiques des dolomites. Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot. Mém. h. s. de la S.G.F., 1962, t. II, p. 237-244.

LEROY R. (1957) : Les forêts des Alpes françaises. R.G.A., t. 45, f. 3, p. 441-555.

LLIBOUTRY (1955) : Origine et évolution des glaciers rocheux. C.R.Ac Sc., t. 240, p. 1913.

LLIBOUTRY (1956) : La mécanique des glaciers en particulier au voisinage de leur front. Ann. de Géophysique, XII, p. 245-276.

LLIBOUTRY L. (1962) : L'érosion glaciaire. Colloque de Bari-Assoc. Intern. Hydrol. Scientifique Publication n° 59, p. 219-225.

LLIBOUTRY L. (1964) : Traité de glaciologie. Paris, Masson et Cie. t. 1 : Glace-neige, hydrologie nivale, 428 p., 36 pl. h. t., 180 fig.

LOUP J. (1966) : Les précipitations annuelles dans les Alpes françaises du Nord. R.G.A., t. 54, p. 255 à 287.

LUCAS G. (1955) : Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires moduleux à facies ammonitico rosso. C.R.Ac. Sces, t. 240, p. 2000-2002.

MASSEPORT J. (1955) : Le sillon alpin : Dépression d'érosion ou déchirure structurale. R.G.A., t. 43, p. 793-819.

MASSEPORT J. (1960) : Le Diois, les Baronnies et leur avant pays rhodanien, Etude morphologique.Grenoble. Impr. Allier in 8°, 478 p.

MORET L. (1950) : Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagne. R.G.A., v;38, p. 223-279.

MUGNIER CL. (1963) : Les karstifications antépliocènes et plioquaternaires dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale. D.E.S., Sc. Grenoble, et Ann. Speleo. 1964, t. XIX, f. 4, p. 695-704 et 1965, t. XX, f. 2, p. 167-208.

NESTEROFF D.W. (1965) : Le problème des turbidités, les données oceanographiques modernes. B.S.G.F., s. 7, v. 8, p. 587-592.

NICOD J. (1967) : Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire. Gap - Impr. L. Jean. Thèse - in 4°, 557 p. & 12 pl. h. t.

NICOD J. (1968) : Premières recherches de morphologie karstique dans le massif du Durmitor (Crna-Gora : Monténégro). Méditerranée, n° 3,p., 187-216.

PRINCIPI P. (1961) : I terreni Italiani. Caratteristiche geopedologiche delle regioni. Rome. Ramo editoriale degli agricoltori. 442 p.

ROCCO T. (1955) : Comparative geological and geophysical study of the Pô Basin. Rome, IV° Congr. Mond. Petrole, 5° I/E, 14 p., 8 pl.

TAILLEFER F. (1951) : Le piedmont des Pyrénées françaises. Toulouse. Ed. Privat 383 p.

TERCIER J. (1950) : La tectonique d'écoulement dans les Alpes Suisses. Geol. en Mijnb., 12e JR NS, n° 12, p. 330-342.

TERMIER M. et TERMIER G. (1960) : Une hypothèse sur le rôle des courants marins dans le dépôt de certains calcaires jurassiques et crétacés. In Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, t. 1, p. 97-101, Mem. h. ser. S.G.F. (1960-1962.

TOLLMANN A. (1963) : Ostalpinsynthèse. Vienne, F. Denticke Ed.

TRICART J. (1957) : Observations sur la génèse des nappes de cailloutis fluviatils. B.S.G.F., s. 6, t. 7, p. 1189-1203.

TRICART J. (1965) : Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris, Masson et Cie Editions, 496 p.

TRICART J. - CAILLEUX A. (1952) : Conditions anciennes et actuelles de la génèse des pénéplaines. XVIIe Congr. Intern. Geogr. Washington, p. 396-398.

TRICART J. - CAILLEUX A. (1962) : Le modelé glaciaire et nival. Paris, SEDES, 508 p.

TRICART J. - CAILLEUX A. (1967) : Traité de géomorphologie. tome II : le modelé des régions périglaciaires. Paris, SEDES ed., 3° ed., 512 p., 127 fig.

TRUMPY R. (1957) : Quelques problèmes de paléogéographie alpine. B.S.G.F., s. 6, t. 7, pp. 443)461.

VAN BEMMELEN R.W. -(1950-) : Gravitionnal tecto genesis in Indonesia. Geol. in Mijnb., 12e JR NS 12, p. 351-361.

VAN BEMMELEN (1955) : Tectogénèse par gravité. Bull. Soc. Belge Geol. Paleont. vol. 64.

VAN BEMMELEN R.W. (1964) : Phénomènes géodynamiques I à l'échelle du globe (géonomie) ; II à l'échelle de l'écorce terrestre (géotectonique) : III à l'échelle de l'orogénèse alpine (tectonique). Soc. Belge de Géol. Paleont. Hydrol., Mém., 8, 127 p.

VAN BEMMELEN R. W. (1966) : The structural evolution of the Southern Alps. Geol. Mijnb, vol. 45, n° 12, p. 405-444.

VEYRET P. (1955) : Le réseau hydrographique de la Chartreuse et du Vercors. R.G.A., t. 43, p. 697-701.

VEYRET P. (1957) : Le problème des cluses préalpines. La cluse de Chambéry. R.G.A., t; 45, p. 9-27

VEYRET P. (1957) : Nouveautés sur la structure des Alpes. R.G.A., t. 45, p. 215-249.

VEYRET P. (1968) : L'épaulement de la vallée glaciaire. R.G.A., t. 56, p. 43-65.

VIERS G. (1960) : Pays basque français et Baretons. Toulouse, Privat Ed., 604 p.

VIVIAN R. (1965) : Glaces mortes et morphologie glaciaire. R.G.A., t. 53, p. 371-402.

VIVIAN R. (1967) : Morphologie des marges pro-glaciaires. R.G.A., t. 55, p. 267-290.

II - OUVRAGES RELATIFS AUX PREALPES LOMBARDES

ACCORDI B. (1955) : Nota preliminare sulla geologia dei monti di Mezzoldo. Boll. Serv. Géol. Ital. v. 77, f. 1, p. 33-54.

ACCORDI B. (1953) : Geoligia del gruppo del Pizzo-Badile (Adamello sud occidentale). Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 18, p. 1-56.

ACCORDI B. (1959) : Il permiano superiore delle Dolomite e le sue relazioni con l'orogenisi ercinica. Est. Geol., v. 15, p. 1-18, Madrid.

A.G.I.P. (1957) : I gracimenti gassiferi dell Europe. Atti del convegno di Milano.

ALLASINAZ A. (1964) : Il Trias in Lombardia V. i fossili carnici del gruppo di cima Camino. Rev. Stal. Pal., v; 70, n° 2, p. 185-264.

ARDIGO G. (1951-1952) : Geoligia della regione fra il Sebino e l'Eridio. IV - La Porzione nord occidentale. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 5, 1951, p. 65-82 ; v. 6, 1952. p. 49-59.

ARDIGO G. (1954) : Notizie preliminari sul rilevamento della zona ad Est di Valbondione. Boll. Serv. Geol. Ital., v. 76, f. 2, p. 413-415.

ARDIGO G. - BONI A. (1953) : Sulla stratigrafia del massicio delle tre valli bresciane. Boll. Serv. Géol. Ital., v. 74, p. 323-333.

ASSERETO R. (1965) : Sulla presenza di torbiditi nei sedimenti del Carnico dei dintorni di Bossena. Rev. Ital. Pal., v. 71, n° 3, p. 839-852.

ASSERETTO A. -CASATI P. (1965) : Il "verrucano" nelle Prealpi lombarde. Atti del symposium sul verrucano. Pise 1966. Soc. Tosc. sc. nat.

ASSERETO R. - CASATI P. (1965) : Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). Rev. It. Pal., v. 71, n° 4, p. 999-1098.

AUBOUIN J. (1965) : Réflexions sur le facies "Ammonitico rosso". B.S.G.F., s. 7, v. 6, p. 475-501.

BELLONI S. (1958) : Sulla presenza del giurassico sul monte Rena in Val Seriana(Bergamo). Rev. It. Pal., v. 64, f. 4, p. 359-370.

BELLONI S. (1963) : La série retica del Monte Torezzo (Val Cavallina). Rev. It. Pal., v. 69, n° 3, p. 385-426.

BERLANT J.P. (1964): Contribution à l'étude géologique du secteur méridional des Alpes Orientales : La région comprise entre le Val Trompia et le Val Camonica (Prov. de Brescia. Lombardie,Italie). Paris, Diplôme Etudes Supérieures.

BERNOULLI D. (1964) : Zur Géologie des Monte Generoso. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, NeueFolge 118, Lieferung, Bern, Kummerly & Frey A.G..

BLANCHET R. (1965) : Etude géologique de la région de l'Albenza. B.S.G.F., s. 7, t. 7, n° 1, p. 152-159.

BOLLI H.M. - CITA M.B. (1960) : Globigerine e globorotalie del Paleocene di Paderno d'Adda (Italia). Rev. It. Pal., v. 66, f. 3, p. 361-402.

BONI A. (1943) : Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio parte prima : la porzione centrale. Publ. Ist. Geol. Univ. Pavia, n° 68.

BONI A. (1947) : Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. Parte seconda : il margine occidentale. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 2, p. 67.

BONI A. (1950) : Notizie preliminari sulla stratigrafia del margine SE della regione fra il Sebino e l'Eridio. Rend. Acc. Naz. Lincei, v. 8, f. 4, p. 356-360.

BONI A. (1951) : Notizie preliminare sulla tettonica del margine sud. orientale della regione fra il Sebino et l'Eridio. Atti Acc. Naz. Lincei, s. 8, v. 10, f. 6, p. 485-491.

BONI A. (1951) : A proposito di una recente publicazione sulla tettonica della conca Sebina. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 4, p. 85-104.

BONI A. (1955) : Geologica della regione fra il Sebino e l'Eridio. Parte 3° : Il margine orientale. a) Stratigrafia. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v.5, p. 13-65.

BONI A. (1960) : L'orogenesi paleogenica nelle Prealpi Lombarde nel bacino del flysch della Liguria occidentale e nell' appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. Ital., v. 3, il Paleogene in Italia, Rome 1962.

BONI A. (1963) : La ligne judicarienne et la limite nord-ouest de l'Apennin septentrionnal. Geol. Rundscha , v; 53.

BONNEAU M. (1969) : Contribution à l'étude géologique de la judicarie au nord-ouest du lac de Garde. B.S.G.F., s. 7, t.11, p. 816-829.

BONOMINI C. (1925) : Il conglomerato di Odolo e di Preseglie nella provincia di Brescia. B.S.G.I., v;44, f. 2, p. 118-120.

BONOMINI C. (1926) : I dintorni di Preseglie ed il glaciale del Chiese. Comment. Ateneo Brescia per il 1925, p. 39-70.

BORTOLOTTI V. - MALESANI P.G. (1967) : Correlazioni tra i flysch cretacei delle Prealpi Lombarde e quelli della coltre alloctona dell' Apennino Settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 86, p. 265-267.

BOSELLINI A. (1965) : Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. Mem. Mus. Storia Nat. Venezia. Tridentina, 65 (3), 68 p.

BOSELLINI A. - CADROBBI M. (1959) : Geologia della parte meridionale del Monte Stivo. Studi Trentini di Sc. Nat., a 36, p. 108-127.

BUNING W.L. (1932) : De geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. Leidsche Geol. Med. v. 4, f. 3, p. 321-399.

BURFORD J.A. (1951) : Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional. Boll. Soc. Ticinese Sc. Nat. p. 45-46. Lugano.

CADET J.P. (1965) : Etude géologique de la rive occidentale du lac de Garde de Bogliaco a Salò et des régions situées à l'est de Brescia (Alpes Méridionales, prov. de Brescia, Italie). B.S.G.F., s. 7, t. 7, n° 1, p. 160-167.

CADROBBI M. (1958) : Alcune osservazioni geologiche nei monti fra la valle del Chiese e la valle d'Ampola (Trentino occidentale). Ricerca scientifica, a. 28, n° 27, p. 1424-1427.

CADROBBI M. (1962) : Guida geologica del basso Sarca. Publ. Soc. Museo Civico di Roveretto, 131 p..

CADROBBI M. (1966) : Note intorno alla geologia della regione dolomitica compresa fra le valli di Ledro e d'Ampola, e il lago di Garda ed il ricoprimento di Tremosine - Tignale. Mem. Acc. Patavina..., vol. 78, p. 259-270.

CAFFI E. (1938) : Sul deposito di argille di Petosino (Sorisole, Prov. di Bergamo). Riv. di Bergamo, année XVIII, n° 6, p. 1-4, 4 fig. Bergamo.

CAFLISCH L. (1959-) : La série retico liassica dell' alta Valle Imagna. Riv. It. Pal. v. 65, n° 2, p. 131-153.

CALLEGARI E. (1962) : La Cima Uzza (Adamello sud orientale). Mem. Ist. Geol. Univ. Padova. v. 23, 116 p.,.

CAPPA G. (1960 : Ricerche sugli aspetti del fenomeno cersico profondo nel gruppo delle grigne. III Il carsismo nella zona Bregai. Val Laghetto (Circo di Moncodeno). Atti Soc. Etal. Sc. Nat., v. 99, f. 1, p. 105-168.

CAPPA G. (1964) : Considerazioni generali sul fenomeno carsico nel gruppo delle Grigne. L'universo, a. XLIV, n° 2 (Mars Avril 1964).

CAPPONI M. (1968) : La colline di Ciliverghe. Natura Bresciana n° 5 p. 39-44.

CAPPONI M. (1969) : Appunti sopra il nuovo foglio geologico "Peschiera" Natura Bresciana, a. 5, n° 6, p. 119-192.

CASATI P. (1964) : Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). Osservazioni stratigrafiche sull' infra retico delle Prealpi Bergamasche. Riv. Ital. Paleo., v. 70, n° 3, p. 447-465.

CASATI F. (1968) : Alcune osservazioni sul bacino lacustre pleistocenico di Pianico (Lombardia). Rend. Ist. Lomb., s. A, vol. 102, p. 575-595.

CASATI P. (1968) : Rapporti tra il basamento cristallino e le formazioni del Permiano presso introbio in Valsàssina (Lombardia). Publ. Ist. Geol. Milano n° 249.

CASATI P. (1969) : Le fasi orogenetiche nelle Alpi meridionali. Monza, Arti grafiche e artigiane. Pavoniani, in 8°, 49 p., 8 fig.

CASATI P.- GAETANI M.(1968) : Lacune nel Triassico superiore e nel giurassico del Canto Alto-Monte de Nese (Prealpi Bergamasche). B.S.G.E., v. 87, p. 719-731.

CASATI P. - GNACCOLINI M. (1965) : Nuova formazione paleozoica : la formazione del Ponteranica. Riv. ital. Pal. 1965, v. 71, n° 3, p. 791-804, 5 fig.

CASATI P. - GNACCOLINI M. (1967) : Geologia delle Alpi orobie occidentali. Riv. It. Pal., v; 73, n° 1, p. 25-162.

CASATI P. - PACE F. (1968) : Alcune caratteristche petrografiche e sedimentologiche dell' arenaria di Val Sabbia (Carnico in Val Brembana. Publ. Ist. Geol. Milano, n° 258.

CASSINIS G. (1957) : Su alcune specie di "Aptychus" del Guira superiore e della creta inferiore delle prealpi Bresciane. Riv. Ital. Pal., v. 63, n° 4, p. 223-254.

CASTELLARIN A. (1965) : Geologia della zona di Tremosine e Tignale (Lago di Garda). Ann. Mus. Geol. di Bologna, s. 2, v. 32, p. 291-346.

CASTIGLIONI G.B. (1961) : I depositi morenici del gruppo Adamello. Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali post-wurmiani. Centro studi Geogr. Fisica, Padue, 122 p., in 4°, 3 Pl. Phot., 1 carte h. t.

CHARDON M. (1966) : Un niveau quaternaire déformé par des mouvements tectoniques récents : le cone de déjection de Villa d'Ogna. Bulletin de l'A.F.E.Q., n° 3, p. 221-223.

CHARDON M. (1966) : Une moyenne montagne calcaire des Alpes Italiennes : le massif Monte Ferrante-Presolana. Méditerranée, n° 4, p. 281-294.

CHARDON M. (1968) : Problèmes de tectonique sur les abords de la Presolana. R.G.A., t. 56, f. 1, p. 249-263.

CHARDON M. (1969) : Le replat de Barzio (Valsàssina) Importance et limites de la glaciation Günz. Méditerranée n° 1, p. 47-61.

CHARDON M. (1969) : Les formations quaternaires du bassin de clusone. Gap., Ed. Orphys, Etudes et travaux de Méditerranée n° 8, p. 93-108.

CITA M.B. (1955) : Paleogeografia del Terziaro nella regione gardesana. Riv. Ital. Pal., v. 61, f. 3, p. 137-161.

CITA M.B. (1957) : Studi stratigrafici sul Terziaro subalpino Lombardo. Sintesi stratigrafica della gonfolite. Riv. It. Pal., v. 63, n° 2-3, p. 79-121, et 131-157.

CITA M.B. (L958) : Studi stratigrafici sal sistema cretaceo in Italia. I introduzione allo studio del cretaceo italiano. Riv. It. Pal., v. 64, f. 1, p. 3-26.

CITA M.B. (1960) : Il paleogene in Lombardia. Mem. Soc. Ged. Ital., v. 3, p. 213-232.

COLBERTALDO D. (1950) : Ricerche petrografiche nell' alto bacino del Chiese. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova. vol. 16, p. 50, 3 t., 9 fig., 1 carte geol.

COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1960-61) : Catasto dei ghiacciai Italiani anno geofisico 1957-58. Vol. 1 : Elenco generale e bibliografia dei ghiaccisi Italiani. 173 p. 1960 ; vol. 3 : Ghiacciai della Lombardia e dell' Ortles-Cevedale, 389 p. Turin 1961.

CONSONNI E. (1953) : la formazione gonfolitica delle Brianza fra Romano e Naresso. Riv. It. Pal., v. 49, n° 4.

CORNAGGIA CASTIGLIONI O. (1956) : La Lagozzetta di Besnate e gli insediamenti della civiltà di Polada ; Studi in onore dei Proff. A. Calderini et R. Paribeni, Milan, 1956.

CORNELIUS H.P. et FURLANI-CORNELIUS M. (1925) : Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonale pass. Denschr. Acad. Wiss., Bd. 102, p. 207-301, 16 fig., 1 carte et 1 planche de coupes. Vienne.

COZZAGLIO A. (1941) : L'origine post-pliocenica della Val Camonica inferiore. Boll. Comit. Glac. Ital., n° 21, p. 29-44.

CROMMELIN R.D. (1932) : La géologie de la Valsàssina et de la région adjacente au nord. Leidsche Geol. Med., IV, 3, p. 400-459.

CUZZI G. (1957) : La serie stratigrafia dell' Hettangiano di Monte Ubiale (Zogno, Val Brembana. Atti Soc. Ital. Sce Nat., v. 94, p. 149-183.

DAL CIN R. (1965) : Caratteristiche morfologiche e granulometriche di alcuni affioramenti di conglomerato basale (verruccano alpino) delle Dolomiti. Atti del-symposium sul verrucano-Pise 1966, Soc. Tosc., Sc., Nat..

DE MICHELE E. (1961) : Osseriazioni e misure nelle sorgenti del gruppo delle grigne. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 100, p. 275-334.

DE ROSA E. (1965) : Su alcuni caratterri sedimentologici del flysch turoniano della Bergamasca occidentale. Rend. Ist. Lomb., A, vol. 99, f. 2, p. 425-430.

DESIO R. (1929) : Studi geologici sulla regione dell'Albenza. Mem. Soc. Ital. Sce Nat. v. 10, fasc. 1, p. 1-156 (avec 1 tableau, 27 fig., 1 carte géol. au 1/25.000). Milan.

DESIO A. (1934) : Sull' esistenza di falde tettoniche in Val Taleggio. Atti Soc. Ital. Sce Nat., v. 73, f. 4, p. 309-321.

DESIO A. (1944) : Appunti sulla tettonica della Valle Adrara. Rend. ist. Lomb. Sc. Lett., el. di Scienze, v. 77, f. 1.

DESIO A. (1944) : Sulla constituzione geologica dei dintorni di Trescore Balneario (Bergamo). Publ. Ist. Geol. Univ. Milano (G), n° 30.

DESIO A. (1945) : Appunti e osservazioni sul glaciale della Valle Seriana e della Valle Cavallina. Publ. n° 34 dell' Ist. Geol. U iv. di Milano.

DESIO A. (1952) : Qualche nuovo dato sul glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8, v. 12, f. 1.

DESIO A. (1952) : Movimenti orogenici quaternari nella pianura padana. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8, v. 12, f. 6, p. 658-660.

DESIO A. (1965) : I rilievi isolati della pianura lombarda ed i movimenti tettonici del quaternario. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. v. 99, p. 881-894.

DE SITTER L. U. (1939) : La géologie des Alpes méridionales. Geol. in Mijnb. NS 1 jahrg., n° 4, p. 68-91, 6 fig.

DE SITTER L.U. (1939) : Les porphyres luganois et leurs enveloppes. Leidsche Geol. Med., vol. XI.

DE SITTER L.U. - DE SITTER-KOOMANS C. M. : (1949) : The geology of the Bergamasc Alps. Lombardia. Italy. Leidsche Geol. Med., vol. XIVB.

DE SITTER L.U. (1949) : Le style structural nord pyrénéen dans les Alpes Bergamasques. B.S.G.F., s. 5, v. 19, p. 617-621.

DE SITTER L.U. (1950) : Introduction au synposium sur la tectonique d'écoulement par gravité et quelques conclusions. Geol. in Mijnbown, f. 12, n° 12, p. 329-330.

DE SITTER L.U. (1950) : La tectonique d'écoulement dans les Alpes Bergamasques. Geol. en Mijnbown, jg 12, n° 12, p. 361-365.

DE SITTER L.U. (1956) : A comparison betwen the Lombardic Alps and the Dolomites. Geol. en Mijnbown, n° 18, p. 71-77.

DE SITTER L.U? (1960) : La structure des Alpes Lombardes. Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, t. II, p. 239-250. mem. h. ser. S.G.F.

DURANTE PASA M.V. - PASA A. (1954) : Contributi alla cononcenza dei depositi quaternari del Veronese. Le alluvione di S. Martino Buonalbergo. Mem. Mus. Civ. Sc; Nat. Verone, v. 4, p. 143-156.

DURANTE PASA M.V. e PASA A. (1956) : Analisi polliniche e microstratigrafiche nelle torbiera di Lagozza. Mem. Mus. Civ. Sc. Nat. Verona v. 5, p. 217-228.

FARIOLI A. (1954) : Ricerche micropaleontologiche sul calabriano di S. Colombano al Lambro. Riv. It. Pal., v. 60, n° 4, p. 221-252.

FERNANDEZ D. (1961) : La fase orogenetica ante-alpina studiata attraverso i mutamenti di facies dei sedimenti del Cretacico superiore lombardo. B.S.G.I., v. 80, p. 81-86.

FERNANDEZ D. (1962) : Modalità di sedimentazione del "flysch" cenomaniano-turoniano nella regione di Pontida. Atti Soc. it. Sc. Nat., v. 101, f. 1.

FERNANDEZ D. (1963) : Depositi di correnti di turbidità nelle Prealpi Bergamasche : le arenarie del Cretacico superiore (coniaciano). Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 102, f. 1.

FOCARILE A. (1960) : Le attuali conoscenze sul carsismo profondo nel gruppo delle grigne. Atti Soc. It. Sc. Nat., v. 99, f. 1, p. 25-86.

FRANCHINO A. (1958) : Studi stratigrafici sul sistema cretaceo in Italia. nota III : Il flysch e la scaglia della Briamza orientale tra olginate e Cernusco Montevecchia. Riv. It. Pal., v. 64, f. 2, p. 47-60.

FRANZLE O. (1959) : Studies on sediments and soils in the pleistocene glacier area of Northern Italy. Erdkunde, Bd 13, H 4, p. 289-297.

FRANZLE O. (1959) : Untersuchungen ueber ablagerungen und boden in eiszeitlichen gletschergebiet Nord Italiens. Erdkunde, Archiv. fur wissenchaftliche geographie. Bd XIII, Lief 4, p. 290-296, Bonn.

FRANZLE O. (1961) : Stratigraphyand paleoclimate of the pleistocene in Northern Italy with special reference to the Garda Region. Erd Kunde, Bd 15, H. 1, p. 68-73.

GABERT P. (1960) : Une tentative d'évaluation du travail de l'érosion sur les massifs montagneux qui dominent la plaine du Pô. R.G.A., t. 48, p. 593-605.

GABERT P. (1961) : Un problème de l'altération quaternaire : Le "ferretto" de l'Italie du Nord. C.R.S.S.C.F. n° 2, p. 22.

GABERT P. (1962) : Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Etude morphologique). Gap. Ed. Louis-Jean, 531 p., 489 fig., 5 pl.h. t.

GABERT P; (1965) : Quelques problèmes morphologiques des plaines occidentales du Pô et de leurs piedmonts. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., v. 7, f. 3, p. 209-222.

GELATI R. - ALLASIMAZ A. (1964) : Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell' alta Valtellina. Riv. Ital. Pal., v. 70, f. 1, p. 15-66.

GELATI R. - PASSERI L.D. (1967) : Il flysch di Bergamo : nuova formazione cretacica delle Prealpi Lombarde. Riv. Ital. Pal., v. 73, f. 3, p. 835-850.

GEYSSANT J. (1963) : Etude géologique de la rive occidentale du lac de Garde, de Gargnano à Limone (Alpes Méridionales, province de Brescia, Italia). B.S.G.F., s. 7, t. 5, p. 775-781.

GHEZZI A. (1966) : Il sottosuolo di Monza e le sue acque. "La citta di Monza", n° 58.

GIANNOTTI G.P. (1958) : La série permo carbonifera delle Alpi Centro-Orientali. Rome, C.N.R.N., v. 1, p. 291-325.

GNACCOLINI M. (1965) : Il Trias in Lombardia : X, Sul significato stratigrafico della "dolomia a Conchodon". Riv. Ital. Pal., v. 71, f. 1, p 155-166.

GNACCOLINI M. (1965) : Il Trias in Lombardia : XII. Il Retico nelle regioni comprese tra il Lago di Lugano e il ramo orientale del Lago di Como. Riv. Ital. Pal., v. 71, n° 2, p. 415-448.

GNACCOLINI M. (1965) : Il Trias in Lombardia : XV. Calcare di Zu e argillite di Riva di Solta : due formasioni del Retico Lombardo. Riv. Ital. Pal., v. 71, n° 4, p. 1099-1122.

GUILLOT P. (1967) : Contribution à l'étude géologique de la région de la Brianza orientale (province de Come). B.S.G.F., s. 7, t. 9, v. 6, p. 820-835.

HABBE K.A. (1969) : Die wurmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes. Freiburger Geographische Arbeiten, Heft 3 ; Freiburg I. Br.

HAUPT H.O. (1938) : Die eiseitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen. Berlin, Druck : Trilisch et Huther, in 8°, 110 p., 4 tabl..

JACQUEMET M. (1968) : Les glaciers du massif de la Presanella : Leur recul et les conséquences morphologiques. D.E.S. inédit. Institut de géographie alpine. Grenoble.

JONG K.A. de (1967) : Raccorciamento crostale e tettonica gravitata nelle Alpi Meridionali. B.S.G.I., v. 86, p. 749-777.

JONG W.I. (1928) : Zur geologie der Bergamasker Alpen Nordlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Med., III, p. 48-104.

KLEBELSBERG R. (1936) : Die Eiszeitgletscher in Gardasee Tale. Berlin, Zeitschrift fur gletscherkunde, Bd 24, p. 122-139, 1 croquis.

LACOUR (1954) : Contribution à l'étude géologique du secteur méridional des Alpes orientales : La région de Canto Alto, Province de Bergame. Université de Paris, Diplôme d'Etudes supérieures.

LEHNER P. (1952) : Zur geologie des gebietes der Denti della Vecchia, des M. Broglia, des M. Bre und des M; San Salvatore bei Lugano. Ecl. Geol. Helv., v. 45, n° 1, p. 85-159.

LEONARDI P. (1959) : Alpi meridionali e Prepirenei catalani. Rend. Acc. Naz. Lincei, v. 26, p. 523-540 et 679-689.

LEONARDI P. (1965) : Tettonica et tettogenesi delle Dolomiti. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem., s. VIII, v. 7, sez. 2, f. 3..

LEONARDI P. (1950) : Contributi alla storia della vegetazione e del clima nell. nella valle padana. Analisi pollenica del gincimento villafranchiano di Leffe. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 89, f. 3-4, p. 131-178.

LONA F. (1962) : Prime analisi pollinologiche sui depositi terziari quaternari di castell" Arquarto. B.S.G.I., v. 81, p. 89-91.

LONA F. - VENZO S. (1957) : La station interglaciaire de Pianico Sellere. Guide itinéraire de la 11° Exc. phytogeographique internationale Alpes orientales, 1956, Istituto botanico, via Lamarmora 4, p. 39-46. Milan.

MALANCHINI L. (1942) : Sulla presenza di argile fossilifere del Pliocene nel sotto suolo di Bergamo. Ist. di Geol. Un. di Milano Serie G. N° 25, 1942; Riv. It. Pal., vol. 48, fasc. 4.

MALANCHINI L. - CANTU G. (1958) : Primo elenco catastala delle cavità della zona Lombardia centrale. 1° Settore della Bergamasca. Rass. Spel. Ital., a. X, f. 1-2, p. 56-95.

MALARODA R. (1948) : Studi petrografici nell' Adamello nord-orientale Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, t. 16, 111 p..

MALARODA R. (1949) : Condizioni tettoniche della zona di Prestine (Media Val Camonica). Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8, v. 6, p. 102-108.

MALARODA R. (1951-1952) : Nuovi Lembi di terreni permo-triassici lungo la linea del Tonale, nell' alta Val di Sole. Atti Ist. Ven. Sc. Lett. ed. Arti, t. CX, Venise.

MALARODA R. (1954) : Geologia della valle di Blumone (alta Valle del caffaro) nell' Adamello meridionale. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova., vol. 17 avec 1 carte geol. au 1/12500, 1 fig., 2 tabl.

MALARODA R. et RAIMONDI C. (1957) : Linee di dislocezione e Sismicità in Italia. Boll. Geodesia e Sc. aff., v. 16, p. 273-289.

MANCINI F. (1960) : Osservazioni sui loess e sui paleosuoli del anfiteatro orientale del garda e di quello di Rivoli. Atti Soc. it. Sc. Nat., v. 94, f. 3, p. 221-248.

MANFREDINI M. (1963) : Schema dell' evoluzione tettonica della peninsola Italiana. Boll. Serv. geol. Ital., v. 84, p. 101-130.

MARINA E. (1966) : La granodiorite di Val Torgola, V. Navazze e la linea della V. Trompia. Rend. Acc. naz Lincei, v. 100, p. 366-404.

MARTINIS B. (1948) : Sulla presenza del Pliocene marino nel sottosuolo di Albino. Riv. Ital. Paleont., v. 54, fasc. 2, p. 1-9.

MORGANTE S. (1952) : Il settore sud-occidentale dell' Adamello fra la Val Camonica e la Val Braone. Rend. Soc. Min. Ital. a VIII, p. 141-153, 1 fig., 1 carte..

MUSSIO G. (1962) : La degradazione del suolo nel bacino dell" Enna (Prealpi Bergamasche), forme e stadi. C.N.R., Fondazione per i prpblemi dell' arco alpino n° 46. Milan.

NANGERONI L.G. (1931) : Osservazioni sulla tettonica delle Alpi orobie orientali. B.S.G.I. v; 50, f. 2, p. 249-253.

NANGERONI L.G. (1931) : Geomorfologia della Valle del T. Dezzo. Natura, v. 22, f. 4, p. 117-151.

NANGERONI L.G. (1932) : Il glacialismo attuale sulle Alpi orobie. Boll. Comit. Glac. Ital. n° 12, p. 227-267, 5 fig., 4 tabl.. Turin, 1932.

NANGERONI L.G. (1938) : Morfologia del gruppo di Sella e della regione Barbellino. Publ. Univ. catt. Sacro Cuore di Milano. Sc. geogr., v. 2.

NANGERONI L.G. (1938) : I gradini di valle nelle testate delle valli alpine. C.R. Congr. Geogr. Amsterdam, p. 7-12.

NANGERONI G. (1950) : Nuove osservazioni sul morenico Günz nella Lombardia estrema occidentale. Atti Soc. It. Sc. Nat., v.89, f. 3-4.

NANGERONI L.G. (1950) : Tre nuovi lembi di morenico Günz nelle Prealpi Lombarde. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. 3 , v. 83, p. 219-226.

NANGERONI G. (1954) : Il morenico del Lario Orientale, della Valsassina e della Vallassina. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 93, f. 1-2, p. 179-221.

NANGERONI G. (1954) : Appunti per una revisione del catalogo dei ghiacciai italiani. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 43, p. 373-407.

NANGERONI G. (1956) : I criteri seguiti nella distinzione delle diverse glaciazioni nell' anfiteatro del Verbano Ceresio. Actes IV° Congr. Int. Quat., Rome, 1956, p. 57-64.

NANGERONI G. (1956) : Les sols fossiles comme signes d'évolution climatique en Italie. Résumé des communications du XVIII° Congrés Int. de geogr., Rio de Janeiro, p. 40-41.

NANGERONI G. (1959) : Il catasto dei ghiacciai italiani. C.N.R., Comit. Glaciol. Ital. Torino, 1959.

NANGERONI G. (1963) : P. Gabert. Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. C.R., Boll. Soc. Geog. Ital., t. 9, v. 4, f. 9-10.

NANGERONI G. (1963) : Il fenomeno carsico nel territorio del lago d'Iseo. Scritti geografici in onore di Carmelo Colamonico, Loffredo, Naples.

NANGERONI G. (1964) : Appunti sulla morfologia della regione Lariana. XIX° Congr. Geogr. Ital. Come.

NANGERONI G. (1964) : La geomorfologia della regione del Sebino. XIX° Congr. Geograf. Ital. Come, P. 1-106.

NANGERONI G. (1965) : L'escurzione della Società Italiana di Scienze Naturali al Garda. Natura, v. 56, f. 3, p. 143-154.

NANGERONI G. (1969) : Note sulla geomorfologia del gruppo montuoso Cornizzolo-Moregallo - Corni di Lanzo. Scritti sul Quaternario in onore di Angelo Pasa. Museo di Scienze Naturali di Milano, p. 249-303.

MANGERONI G. (1970) : Appunti sulla geomorfologia dei piani di Bobbio e di Artavaggio. L'Universo, a. L, n° 1, p. 33-54.

NANGERONI L.G. (1954) : Il morenico del Lario. Atti Soc. Ital. Sce Nat., v. 93, f. 1-2, p. 107-110.

PAREA G.C. (1958) : Considerazione sugli archi naturali della valle di Prada (Grigna Settle). "Natura", v. 99, f. 2, p. 45-53.

PASSERI D. (1965) : Cenni sulla tettonica delle colline cretacee a sud di Zandobbio (ovest del Lago d'Iseo). Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. cl. di Scienze, v. 99, p. 716-724.

PASSERI L.D. (1966) : Antichi alvei del fiume Serio a sud di Crema Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. A, v. 100, p. 1148-1157.

PENCK A. - BRUCKNER E. (1912) : Die Alpen im Eiszeitalter. Bd III. Leipzig.

PEOLA P. (1901) : La Vegetazione in Piemonte durante l'era terziara. Riv. di Fis. Mat. e Sc. Nat., PAVIA, anno II, v. 4, p. 25-35 et p. 129-161.

PERCONIG E. (1953) : Il Quaternario nella Pianura Padana. IV Congr. Intern. INQUA 36 p., 5 pl., P. 481-524.

PERCONIG E. (1956) : Nota informativa sulla presenza del calabriano nel sotto suolo di Castenedolo. Actes IV° Congr. Inqua, v. 2, p. 472-480.

PIAT B. (1963) : Etude géologique de la région de Trescore. Balneario (Alpes méridionales province de Bergame, Italie). B.S.G.F., s. 7, t. 5, n° 5, p. 767-774.

POLLINI A. - CASSINIS G. (1963) : Evolution structurale et sédimentaire du bassin triasique de la Lombardie. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., n° 15, p. 428-437.

PORRO C. (1933) : Dal Pizzo dei Tre signori al Monte Ponteranica. Mem. Ist. Lomb. Sce Lett. s. 3, v. 32.

POTENZA - FIORENTINI M. (1957) : Ricerche stratigrafico-petrografiche sulla molassa subalpina terziara comasca (gonfolite). Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., v.92, p. 1-22.

POTENZA-FIORENTINI M. (1957) : I rapporti di giacitura della gonfolite col substrato mesozoico Monte Olimpino. Atti Soc. It. Sc. Nat., v. 96, f. 1-2.

POZZI R. (1960) : La fauna liassica dell' alta Valtellina (Alpi Retiche). Riv. It. Pal., v. 66, f. 4, p. 445-490.

PRACCHI R. (1938) : Il morenico nella conca di Rezzago in Vallassina. Boll. Comit. Glac. Ital., 8 p. 119-128.

PRACCHI R. (1954) : Il quaternario del Lario occidentale. Atti Soc. Ital. SC. Nat., v. 39, f. 1-2, p. 101-179.

RADREZZANI S. (1958) : Note sulla stratigrafia del gruppo delle Grigne. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 97, p. 147-162.

RAMPNOUX J.P. (1963) : Etude géologique de la région située à l'ouest de Rovereto (Alpes méridionales, province de Trente Italie). B.S.G.F., s. 7, t. 5, n° 5, p. 782-789.

RECOLIN J.C. (1968) : Les glaciers du massif de l'Adamello. Etude de morphologie glaciaire. D.E.S. inédit. Institut de géographie alpine Grenoble.

RICCIARDI E. (1963) : Pollini fossili terziari nell' Italia del Nord (Piemonte) e loro significato paleoclimatico. B.S.G.I., v. 82, p. 111-113.

RIVA A. (1941) : Notizie sul glaciale della Brianza. B.S.G.I., v. 60, p. 50-61.

RIVA A. (1942) : Il morenico antico in Brianza. Boll. Com. Glac. Ital., v. 22, p. 1-6.

RIVA A. (1948) : Commento alla carta geomorfologica 1 : 50.000 dell' apparato morenico dell' Adda di Lecco di Sergio Venzo. B.S.G.I., v. 66, p. 22-24.

RIVA A. (1949) : Saggio di rilevamento del morenico e dei terreni quaternari in genere tra il Canturino e la Brianza occidentale. Carta semischematica al 1 : 50.000. Publ. Ist. Geol. Univ. Pavia. Pavie.

RIVA A. (1954) : Il glaciale della valle di Rovagnate. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 93, p. 221-234.

RIVA A. (1957) : Gli aufiteatri morenici a sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona. Atti Ist. Geologico dell' Univ. di Pavia, v. 2, f. 7.

ROSSETI R. (1960) : Osservazioni sulla geologia della sponda orientale dell'Eridio. Atti Ist. geol. Univ. Pavia, v; 9,p. 3-30.

ROSSETTI R. (1966) : Rapporti strutturali tra il Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale). Atti Ist. Geol. Pavia, v. 17, p. 143-154.

ROSSETTI R. (1966) : Richerche stratigrafiche e strutturali sulla regione dolomitica a oriente del lago d'Idro (Bresciano Orientale). Atti dell' Est. Geol. Pavia, v. 17, p. 67-102.

ROSSETTI R. (1966) : Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale). Atti Ist. Geol. Pavia, v. 17, p. 124-142.

ROSSETTI R. (1967) : Prima segnalazione della presenza del carnico superiore alla base del sovrascorimento di Tignale (Sponda occidentale del Lago di Garda. B.S.G.I., v. 86, p. 89-95.

ROSSI D. (1957) : Gei aspetti morfologici delle cime dolomitiche. B.S.G.I., v. 76, f. 1, p. 46-66.

ROSSI RONCHETTI C. (1946) : Sulla presenza di argille fossilifere del Pliocene del sottosuolo di Cadorago. Riv. It. Pal., v. 62, f. 4, p. 1-9.

SACCO F. (1936) : Il glacialismo Lombardo. L'universo (riv. Ist. Geogr..Milit.), vol. 17, n° 8, p. 567-586, n° 9, p. 641-658, n° 10 p. 727-744.

SAIBENE C. (1951) : I fenomeni carsici nel circo di Moncodeno (Grigne Settentrionale). Riv. Geog. Ital., a 58, f. 2, p. 65-78.

SAIBENE C. (1955) : Il gruppo delle Grigne. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 94, f. 3-4, p. 255-258.

SANTINI L. (1956) : Studi stratigrafici sul terziaro sulbalpino Lombardo. Riv. Ital. Pal., v. 62, f. 4, p. 239-258.

SCHMIDT C. (1894) : Profilserie durch die Alta Brianza. Actes du Congrès Intl de geologie de Zurich, p. 503-509.

STAUB R. (1920) : Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. Ecl. Geol. Helv., v. 16, p. 28-34.

SWOLFS H.C.A. (1938) : Verslag bij de Geologische Kaart van de Bergkam M. Secco, Pizzo Arera en van het stroomgebied van de Torrente Riso (Valle Seriana). Leidsche Geol. Med., v. 10, f.1, p. 1-111.

TEDESCO C. (1958) : Studio petrografico comparativo delle differente facies di arenarie permiane delle alpi orientali. C.N.R.N. Roma, Studi e Richerche, v. 1, p. 239-288.

TRENER G.B. (1957) : Scritti geografici e geologici. Trente. Museo di Storia Naturale, v. 2.

TREVISAN L. (1937) : Il motivo tettonico della regione montuosa fra l'Adige e la Linea delle giudicarie e il suo significato. B.S.G.I., v. 56, f. 3,

TREVISAN L. (1938) : Il fascio di fratture fra l'Adige e la linea della Guidicarie ed i suoi rapporti con il massicio intrusivo dell' Adamello. Studi Trentini Sc. Nat., a 19, n° 2, p. 177-187.

TREVISAN L. (1938-39) : Il gruppo di Brenta. Mem. Univ. Padova, v. 13.

TREVISAN L. (1940) : I limite nivali attuali e wurmiani in Italia. Boll. Comit. Glaciol. Italiano, v. 19, 15 p.

TREVISAN L. (1940) : Sul significato geologico del colore rosso nelle rocce sedimentarie marine. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb., v. 49, p. 18-24.

TROMBARA C. (1952) : Primi saggi per uno studio pollinologico del deposito lacustre di Pianico (Val Borlezza). Nota preliminare. L'Ateneo Parmense., v. 23, f. 3-4, p. 1478-1481.

TROMP S.W. (1932) : La géologie du val del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes/ Leidsche Geol. Med., IV, p. 123-230, 1932.

UGOLINI F. - OROMBELLI G. (1968) : Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., v. 102, p. 767-799.

ULCIGRAI F. (1966) : Caratteristiche petrografiche e sedimentologiche d della serie del Monte Brione e considerazioni sul tettonismo oligocenico. Studi Trentini Sc. Nat., A, v. 43, n° 1, p. 120-148.

VANNI M. (1921) : L'alta Brianza : nota di morfologia. Boll. R., Soc., Geogr. Ital. s. 5 a, v. 10, p. 19-36.

VECCHIA O. (1948) : Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici I Introduzione. Riv. Ital. Pal., v. LIV, p. 1-18. II Regione fra il Sebino e la Val Cavallina. Riv. Ital. Pal., v. 55, p. 89-113.

VECCHIA O. (1948) : Alcuni appunti sul foglio Brescia della carta geologica d'Italia. B.S.G.I., vol. 67, p. 214-216.

VECCHIA O. (1950) : Tettonica della Conca Sebina in Lombardia. Atti 42° Rennione Società Italiana per il Progresso delle Scienze. v. 71, p. 843-908.

VECCHIA O. (1953) : Lineamenti di geologia profonda dell' Italia Settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche. B.S.G.I., v. 72, p. 33,43.

VECCHIA O. (1954) : I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. 93, f. 1-2, p. 235-362.

VECCHIA O. (1954) : Nuove osservazioni sui conglomerati terziari dei colli tra Brescia e l'Oglio. Riv. Ital. Pal., v. 60, n° 4, p. 205-212.

VECCHIA O. (1957) : Significato del fascio tettonico giudicario atesino del Benaco a Merano : problema geologico. B.S.G.I., v. 66, p. 57.

VENZO S. (1934) : Il Neogene del Trentino, del Veronese e del Bresciano. Mem. Museo storia Naturale della Venezia Tridentina, v. 2, f. 2, Trente.

VENZO S. (1948) : Rilevamento geomorfologico dell' apparato morenico dell' Adda di Lecco. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 87, p. 79-140.

VENZO S. (1949) : Riposta al commento Riva sulla mia carta geomorfologica dell' apparato morenico dell' Adda. B.S.G.I., v. 68, 8 p.

VENZO S. (1949) : Revizione del glaciale della bassa Val Cavallina (Bergamo). Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 88, f. 1-2, p. 79-132.

VENZO S. (1950) : Rinvenimento di Anancus arvenensis nel villafranchiano dell' Adda di Paderno, di Archydiscodon meridionalis e Corvus a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafranchiano Bergamasco. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. v. 89, f. 1-2, p. 43-122.

VENZO S. (1951) : Les nouveaux gisements du carbonifère (Westphalien) dans les Alpes Lombardes. III° Congrès de Strat. et de Geol. du carbonifère. Heerlem.

VENZO S. (1953) : Studi della glaciazione del "Donaü" sotto al Günz ed al Mindel nella serie lacustre di Leffe (Bergamo). Limite tra Pliocene e Pleistocene. Communication INQUA. Rome, Pise 1953. Actes INQUA. Rome 1955.

VENZO S. (1954) : Stratigrafia e tettonica del flysch (Crétaceo-Eocène) del Bergamasco e della Brianza orientale. Mem. descrittive della carta geologica d'Italia, v. 31, p. 1-133.

VENZO S. (1955) : Le attuali conescenze sul Pleistocene lombardo con particolare riguardo al Bergamasco. Atti Soc. Ital. Sce Nat. v. 94, f. 2, p. 155-200.

VENZO S. (1957) : Rilevamento geologico dell' anfiteatro morenico del Garda. Parte 1° Tratto occidentale Gardone.
Mem. Soc. Ital. Sce Nat., v. 12, f. 2, 140 p., 6 tabl., et carte 1/75000.

VENZO S. (1961) : Rilevamento geologico dell' anfiteatro morenico del Garda. parte II : Tratto orientale Garda. Adige e anfiteatro atesino di Rivoli Veronese. Mem. Soc. It. Sc. Nat., v. 13, f. 1, 64 p., 25 fig., 9 tabl., 1 carte 1/25.000.

VENZO S. (1965) : Rilevamento geologico dell' anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all' Adige. Mem. Soc. Ital. Sc. Nat., v. 14, f. 1, 82 p., 11 fig., 4 planches photo, 1 carte au 1/40.000.

VENZO G.A. - MARCHESONI V. - PAGANELLI A. (1958) : Ricerche geosedimentologiche e paleobotaniche sui depositi fluviali e lacustri della bassa valle del Sarca presso Linfano di Torbole (Trento). Studi Trentini di Sc. Nat., a. 35, p. 70-93.

VIALLI V. (1951) : I foraminiferi Lutéziano - Priaboni del Monte Orobio (Adda di Paderno). Atti Soc. Ital. Sc. Nat., v. 90, p. 97-168,.

VICENTE J. Cl. (1966) : Contribution à l'étude géologique post triasique d'un secteur méridional des Alpes orientales : la région de Côme et la Brianza orientale (Italie). B.S.G.F., s. 7, t. 8, n° 7, p. 967-986.

VISSER W.A. (1937) : Die geologie der westlichen and sudlichen abhange des Pizzo della Presolana und des Monte Ferrante. Beitrag zur geologie der Bergamasker Alpen n° 14, Leidsche Geol. Med., v. 9, f. 1, p. 105-176.

WEEDA J. (1936) : La géologie de la vallée supérieure du Sério. Leidsche Geol. Med., v. 8, p. 1-54.

WENNEKERS J.H.L. (1930) : De geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valli di Carisole. Leidsche Geol. Med., v. 2.

WENNEKERS J.H.L. (1932) : The structure of the Bergamasc Alp compared with that of the Northwest highlands of Scotland. Leidsche Geol. Med. v. 4, A2, p. 83-93.

ZAINA I. (1957) : Sulle origini della conca sebina. Comm. A. Brescia, p. 181-213.

ZAINA I. (1958) : Sul quaternario della Valsabbia. Comm. A. Brescia, p. 283-310.

ZAMBELLI R. (1963) : Il Lario.e la Valtellina. Marmi, Graniti, pietre, n° 14, p. 11-22.

ZAMBELLI R. (1966) : Il bucco del castello-Lo 1309 in Val Brembana (Bergamo). Natura, v. 57, f. 4, p. 229-242.

ZAMBELLI R. (1967) : II° elenco catastale delle cavità della Lombardia centrale. Rassegna Speleologica Italiana, a. 19, f. 1-2, p. 1-25.

ZANETTIN B. (1956) : Il gruppo del Marser (Adamello occidentale) Studio geologico-petrografico. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova. v. 19, 86 p.

III - CLIMAT ET VEGETATION DES ALPES ITALIENNES

AMNUNISTRAZIONE PROVINCIALE DI BRESCIA : Piano generale di bonifica della montagna dell' alto bacino del fiume Oglio. Brescia, 1967.

BILANCINI R. (1957) : Tavole climatologiche di alcune stazioni italiane (I-V). Rivista di Meteorologia aeronautica. 1956/57.

BILLAULT M. (1961) : Les orages d'été dans la plaine du Pô. B.A.G.F., n° 301-302, p. 209-227.

FENAROLI L. (1939) : Saggio sulla destribuzione delle Selve castanili nella montagna lombarda. Riv. forestale Italiana, n° 3.

DALLA FIOR G. (1969) : La nostra flora, guida alla conoscenza della flora della regione Trentino-Alto Adige. Trento, G.B. Monauni Ed. 752 p. + pl. - 3° Ed.

FENAROLI L. (1964) : Il paesaggio vegetale del Sebino. XIX Congr. Geogr. Ital., Come 1964, p. 15-21.

GAMS H. (1951) : Alpes orientales : Tyrol, Dolpmites. Bull. Soc., bot. de France, v. 98, p. 28-32.

MAGISTRATO DELLE ACQUE (1959) : Precipitazioni medie mensili... 1921-1950. Rome, Istituto poligrafico dello stato.

MORANDINI G. (1965) : Dieci anni di osservazioni sul manto nevoso in Italia - 1951-52 . 1960-61. Naples - Scritti geografici in onore di C. Colamonico p. 140-157, Ed. Loffredo.

OBERDORFER E. (1964) : Der insubrische Vegetationcomplex, seine Struktur und Abgrenzung gegen die sub-mediterranane Vegetation in Oberitalien in der Sudschiveiz. Beiträge zur naturkundlichen. Forschung in Sudwestdents, chland, v. 23, f. 2, p. 141-187

OZENDA P. (L964) : Biogéographie végétale. Paris, Ed. Doin, 374 p.

PITSCHMANN H. - REISEGL H. - SCHIECHTL H. (1965) : Flora der Südalpen vom Gardasee zum Comersee. Stuttgart, Gustav Fischer Verlaz, 299 p.

SANTOMAURO L. (1957) : Lineamenti climatici di Milano. Quaderni della città di Milano.

SCHMID E. (L951) : Coup d'oeil sur la flore et la végétation des Alpes. Bull. Soc. bot. de France. v. 98, p. 28-32;

SCHMID, E. et BECHERER A. (1951) :La Région insubrienne. Bull. Soc. Bot. France, v. 98, p. 59-64.